



Etude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales françaises, Savoie) . De la naissance à la structuration d'un secteur de la paléomarge européenne et de l'océan Tethysien : aspects stratigraphiques, pétrographiques et tectoniques.

Eric Deville

► **To cite this version:**

Eric Deville. Etude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales françaises, Savoie) . De la naissance à la structuration d'un secteur de la paléomarge européenne et de l'océan Tethysien : aspects stratigraphiques, pétrographiques et tectoniques.. Géologie appliquée. Université de Savoie, 1987. Français. NNT : . tel-00525200

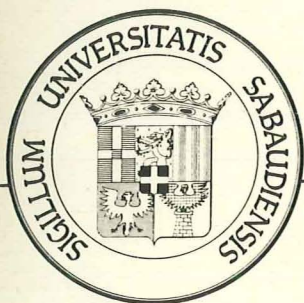
HAL Id: tel-00525200

<https://theses.hal.science/tel-00525200>

Submitted on 11 Oct 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



UNIVERSITE DE SAVOIE

TRAVAUX DU DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

n° 8

**ETUDE GEOLOGIQUE EN VANOISE
ORIENTALE**

(ALPES OCCIDENTALES FRANCAISES, SAVOIE)

DE LA NAISSANCE A LA STRUCTURATION D'UN SECTEUR DE LA PALEO-
MARGE EUROPEENNE ET DE L'OCEAN TETHYSIEN : ASPECTS STRATIGRA-
PHIQUES, PETROGRAPHIQUES ET TECTONIQUES.

par

Eric Deville

Chambéry 1987

ISBN 2-904431-17-9

RESUME

Cette étude intéresse les unités de Vanoise orientale situées dans les Alpes occidentales, à la bordure interne du Briançonnais et au front de la nappe complexe des "Schistes lustrés".

A. DU POINT DE VUE STRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE trois ensembles d'unités sont distingués. Ce sont :

1. Des unités issues de l'ancienne marge continentale passive européenne pour lesquelles l'évolution sédimentaire alpine est globalement comparable du Trias jusqu'au Crétacé inférieur; cette évolution est marquée par :

- Un stade pré-rift (Trias) qui se caractérise par une sédimentation de plate-forme subsidente dont les dépôts (quartzites et formations calcaréo-dolomitiques) ne sont préservés des érosions ultérieures que dans les unités de Val d'Isère, de la Grande Motte, des Fours et du Prariond.
- Le stade du rifting téthysien (Lias-Dogger) qui est à l'origine d'importantes érosions jusqu'au Paléozoïque sur des points hauts de la marge (actuelles unités des Lombards, de la Calabourdane et probablement une partie du Grand Paradis) et du dépôt de sédiments liasiques dans plusieurs sillons (actuelles unités de la Grande Motte, des Fours et du Prariond).
- Un stade post-rift (Dogger supérieur-Crétacé basal) correspondant à l'effondrement de la marge menant à la généralisation de la sédimentation pélagique au cours du Malm.

Après une lacune de sédimentation généralisée au Crétacé inférieur, la marge européenne se différencie en deux domaines distincts au début du Crétacé supérieur :

- Le domaine briançonnais (le plus externe) demeure dans une ambiance de sédimentation pélagique jusqu'au début de l'Eocène et enregistre notamment le dépôt de matériaux volcanogènes alcalins vers la limite Crétacé-Tertiaire. Il n'est affecté par les déformations synmétamorphiques qu'au cours de l'Eocène moyen-supérieur.
- Le domaine piémontais (le plus interne) est gagné par une sédimentation calcaréo-détritique (présentant actuellement un faciès "Schistes lustrés") dès la base du Crétacé supérieur et il est affecté par des déformations compressives alpines synmétamorphiques dès le Sénonien.

2. Des unités issues de l'ancien océan téthysien constituées de lambeaux du substratum océanique et de sa couverture sédimentaire.

- Le soubassement océanique, apparu au cours du Callovo-Oxfordien, est généralement formé de serpentinites et plus rarement de gabbros.
- La couverture débute localement par des brèches ophiolitiques provenant du démantèlement du substratum, puis elle comprend des carbonates à débris d'ophiolites (attribuables au Jurassique supérieur-Crétacé basal) et d'épais sédiments calcaréo-détritiques, datés de la base du Crétacé supérieur, dans lesquels s'intercalent des matériaux détritiques grossiers (turbidites, debris-flows et olistolites) d'origine mixte (océanique et continentale).

L'essentiel des unités océaniques est impliqué dans des déformations synmétamorphiques dès le Sénonien.

3. Des unités dont le substratum stratigraphique originel n'est pas connu. Elles sont constituées de métasédiments dérivant de dépôts synorogéniques terrigènes à faciès flysch, dépourvus de matériel détritique ophiolitique, datés du Crétacé terminal ("Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon).

B. DU POINT DE VUE TECTONIQUE divers épisodes de déformations sont distingués. Ce sont :

1. Un événement à la base du Crétacé supérieur interprété comme le début de la fermeture de l'océan téthysien; il n'a été décelé que grâce aux conséquences sédimentaires qui lui sont associées (détritisme mixte océanique et continental).

2. Un événement dans le courant du Sénonien (Campanien?) à l'origine de brèches catastrophiques à la limite interne du domaine briançonnais et du charriage d'unités océaniques sur la bordure du continent européen (domaine piémontais) dans les conditions du métamorphisme HP-BT "éolpin" (daté entre 90 et 65 M.a.). Le détritisme terrigène du Crétacé terminal correspond probablement aux conséquences sédimentaires de cet événement.

3. Une succession d'événements de l'Eocène moyen-supérieur à l'actuel responsables du charriage de la nappe complexe des "Schistes lustrés" (englobant les unités piémontaises, océaniques et de la Pointe du Grand Vallon) sur le Briançonnais, puis de la déformation de l'édifice de nappes en plis de style pennique dans les conditions du métamorphisme HP-BT "alpin s.str. ou lepontin" (daté vers 40-38 M.a.). Enfin, des chevauchements cisailants tardifs, à vergence externe, recoupent l'ensemble avant d'être repris par de vastes vous-sures mio-pliocènes (dômes de l'Arpont et du Grand Paradis) et diverses générations de failles récentes.

Au lecteur,

Ce travail correspond au mémoire de thèse de
doctorat de 3ème cycle présenté par

Eric DEVILLE

à L'Université de Savoie à Chambéry,
le 26 Juin 1987

devant le Jury d'examen composé de :

Président :

M. Jacques DEBELMAS, Professeur à l'USMG Grenoble

Rapporteurs :

M. Jean-Michel CARON, Professeur, Université Lyon I
M. Luc-Emmanuel RICOU, Directeur de Recherches au CNRS
Université Paris VI
M. Marc TARDY, Professeur, Université de Savoie.

Examineurs :

Mme Michèle CARON, Professeur, Université de Fribourg,
Suisse
M. Jean-Paul RAMPNOUX, Professeur, Université de Savoie
M. François ROURE, Ingénieur de Recherches, I.F.P.
Rueil-Malmaison

Editeur et imprimeur :

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE
Université de Savoie
Boîte Postale 1104
F 73011 Chambéry Cedex

ISSN 0758-749X

ISBN 2-904431-17-9

Dépôt légal : Septembre 1987

Avant-propos

Au terme de ce travail je souhaite adresser mes sincères remerciements aux personnes qui de près ou de loin ont participé à la réalisation de ce travail :

Monsieur Jean AUBOUIN, membre de l'Institut, Professeur à l'Université P. et M. Curie (Paris VI), qui depuis la seconde année d'études supérieures jusqu'au D.E.A. m'a fait profiter de ses cours et m'a ainsi donné le goût de la géologie structurale ; il a m'a accepté dans son D.E.A. et m'a proposé ce sujet de recherche à Chambéry avec le bénéfice d'une allocation de recherche D.G.R.S.T.

Monsieur Jean Paul RAMPNOUX, Professeur à l'Université de Savoie qui m'a reçu au département des Sciences de la Terre de Chambéry et a suivi mon travail sur le terrain et au laboratoire.

Monsieur Marc TARDY, Professeur à l'Université de Savoie qui a toujours porté un intérêt profond à ce travail tant au cours de sorties sur le terrain que pendant des longues discussions au laboratoire. Son dynamisme et ses conseils m'ont souvent stimulé.

Monsieur Serge FUDRAL qui s'est toujours intéressé de près à ce travail et grâce à qui de nombreuses discussions et des excursions communes ont largement contribué à faire progresser mes réflexions et mes interprétations.

Monsieur Michel MARTHALER qui m'a accompagné à plusieurs occasions sur le terrain et m'a amplement fait profiter de ses compétences ; l'instigation des recherches de microfaunes dans les "Schistes lustrés" doit beaucoup à son séjour chambérien ; plusieurs découvertes de foraminifères sont d'ailleurs dues à sa perspicacité.

Madame Michèle CARON qui a effectué les déterminations de foraminifères avec beaucoup de patience et de méticulosité ; ce mémoire doit beaucoup à ses compétences.

Claude PICHOCKY et Monsieur Michel HOFFERT avec qui j'ai travaillé en collaboration sur des encroûtements minéralisés du Briançonnais et des "Schistes lustrés" ; plusieurs analyses chimiques et diffractométriques rapportées dans ce mémoire ont été effectuées, à Strasbourg, dans le cadre de cette participation ; leur expérience des océans actuels a été précieuse pour élucider certains problèmes d'environnement sédimentaire.

Monsieur Yves LAGABRIELLE qui m'a fait profiter de son expérience des "Schistes lustrés" lors de deux excursions dans le Queyras et au cours de nombreuses discussions ; je lui suis particulièrement reconnaissant de m'avoir accompagné sur le terrain en Vanoise et d'avoir accepté de corriger une partie de ce travail.

Monsieur Roland WERNLI, Madame Louissette ZANNINETTI et Madame Georgette GLACON qui ont effectué des déterminations de foraminifères, ainsi que Monsieur Raymond-Henry ENAY qui examiné mes récoltes d'ammo-

nites, Monsieur André SCHAAF qui a examiné les lames minces renfermant des radiolaires et Monsieur LACHKAR qui m'a appris les manipulations d'extractions de palynoformes et a examiné mes préparations...hélas bien décevantes.

Messieurs Michel BALLEVRE et Jean-Robert KIENAST qui m'ont aidé dans la détermination de certains minéraux de métamorphisme ainsi que Pierre-Louis GUILLOT qui a corrigé les chapitres touchant à des problèmes de pétrographie et Monsieur Hervé BELLON qui a effectué des datations radiochronologiques.

Messieurs Riccardo POLINO et Thierry DUMONT avec lesquels j'ai eu de nombreuses discussions ; je leur suis également reconnaissant de m'avoir accompagné sur le terrain en Vanoise.

Messieurs François ELLENBERGER et Jean-Michel CARON avec lesquels plusieurs discussions ont été passionnantes et bénéfiques.

Messieurs Pierre CHAUVE et Gérard NICOUX qui m'ont accompagné sur le terrain ainsi que Jean CHOROWICK avec lequel j'ai effectué mon D.E.A.

Il me faut aussi remercier les membres du laboratoire et plus particulièrement :

André PAILLET qui a réalisé mes lames minces et m'a toujours aidé pour de multiples tâches matérielles.

Simone GINET qui a assuré la frappe d'une part importante de ce mémoire.

Françoise MOUGIN qui m'a toujours aidé dans les démarches administratives et a corrigé les fautes de frappe qui s'étaient glissées dans ce travail.

Bernard DOUDOUX et Jean-Charles CARFANTAN qui m'ont fait bénéficier de leurs connaissances et de leur expérience.

Les étudiants de troisième cycle de l'université de Savoie et tout particulièrement Roger MARION, Anne TOURY, Victoriano PEREZ-POSITO, Geneviève MAILLET-GUY, Michel CHAPLET et Jean-Pierre GELY.

Je tiens également à remercier les membres du jury qui ont accepté de juger ce travail.

Enfin, je voudrais dédier ce mémoire à mes parents et à mes proches qui m'ont toujours aidé et encouragé.

RESUME

Cette étude intéresse les unités de Vanoise orientale situées dans les Alpes occidentales, à la bordure interne du Briançonnais et au front de la nappe complexe des "Schistes lustrés".

A. DU POINT DE VUE STRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE trois ensembles d'unités sont distingués. Ce sont :

1. Des unités issues de l'ancienne marge continentale passive européenne pour lesquelles l'évolution sédimentaire alpine est globalement comparable du Trias jusqu'au Crétacé inférieur; cette évolution est marquée par :

- Un stade pré-rift (Trias) qui se caractérise par une sédimentation de plate-forme subsidente dont les dépôts (quartzites et formations calcaréo-dolomitiques) ne sont préservés des érosions ultérieures que dans les unités de Val d'Isère, de la Grande Motte, des Fours et du Prariond.
- Le stade du rifting téthysien (Lias-Dogger) qui est à l'origine d'importantes érosions jusqu'au Paléozoïque sur des points hauts de la marge (actuelles unités des Lombards, de la Calabourdane et probablement une partie du Grand Paradis) et du dépôt de sédiments liasiques dans plusieurs sillons (actuelles unités de la Grande Motte, des Fours et du Prariond).
- Un stade post-rift (Dogger supérieur-Crétacé basal) correspondant à l'effondrement de la marge menant à la généralisation de la sédimentation pélagique au cours du Malm.

Après une lacune de sédimentation généralisée au Crétacé inférieur, la marge européenne se différencie en deux domaines distincts au début du Crétacé supérieur :

- Le domaine briançonnais (le plus externe) demeure dans une ambiance de sédimentation pélagique jusqu'au début de l'Eocène et enregistre notamment le dépôt de matériaux volcanogènes alcalins vers la limite Crétacé-Tertiaire. Il n'est affecté par les déformations synmétamorphiques qu'au cours de l'Eocène moyen-supérieur.
- Le domaine piémontais (le plus interne) est gagné par une sédimentation calcaréo-détritique (présentant actuellement un faciès "Schistes lustrés") dès la base du Crétacé supérieur et il est affecté par des déformations compressives alpines synmétamorphiques dès le Sénonien.

2. Des unités issues de l'ancien océan téthysien constituées de lambeaux du substratum océanique et de sa couverture sédimentaire.

- Le soubassement océanique, apparu au cours du Callovo-Oxfordien, est généralement formé de serpentinites et plus rarement de gabbros.
- La couverture débute localement par des brèches ophiolitiques provenant du démantèlement du substratum, puis elle comprend des carbonates à débris d'ophiolites (attribuables au Jurassique supérieur-Crétacé basal) et d'épais sédiments calcaréo-détritiques, datés de la base du Crétacé supérieur, dans lesquels s'intercalent des matériaux détritiques grossiers (turbidites, debris-flows et olistolites) d'origine mixte (océanique et continentale).

L'essentiel des unités océaniques est impliqué dans des déformations synmétamorphiques dès le Sénonien.

3. Des unités dont le substratum stratigraphique originel n'est pas connu. Elles sont constituées de métasédiments dérivant de dépôts synorogéniques terrigènes à faciès flysch, dépourvus de matériel détritique ophiolitique, datés du Crétacé terminal ("Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon).

B. DU POINT DE VUE TECTONIQUE divers épisodes de déformations sont distingués. Ce sont :

1. Un événement à la base du Crétacé supérieur interprété comme le début de la fermeture de l'océan téthysien; il n'a été décelé que grâce aux conséquences sédimentaires qui lui sont associées (détritisme mixte océanique et continental).

2. Un événement dans le courant du Sénonien (Campanien?) à l'origine de brèches catastrophiques à la limite interne du domaine briançonnais et du charriage d'unités océaniques sur la bordure du continent européen (domaine piémontais) dans les conditions du métamorphisme HP-BT "éocalpin" (daté entre 90 et 65 M.a.). Le détritisme terrigène du Crétacé terminal correspond probablement aux conséquences sédimentaires de cet événement.

3. Une succession d'événements de l'Eocène moyen-supérieur à l'actuel responsables du charriage de la nappe complexe des "Schistes lustrés" (englobant les unités piémontaises, océaniques et de la Pointe du Grand Vallon) sur le Briançonnais, puis de la déformation de l'édifice de nappes en plis de style pennique dans les conditions du métamorphisme HP-BT "alpin s.str. ou lepontin" (daté vers 40-38 M.a.). Enfin, des chevauchements cisailants tardifs, à vergence externe, recoupent l'ensemble avant d'être repris par de vastes vous-sures mio-pliocènes (dômes de l'Arpont et du Grand Paradis) et diverses générations de failles récentes.

ABSTRACT

This study concerns the eastern Vanoise units in the western Alps, at the internal part of the Briançonnais zone and at the front of the "Schistes lustrés" complex nappe.

A. FROM THE STRATIGRAPHIC AND PALEOGEOGRAPHIC POINT OF VIEW three sets of units are distinguished :

1. A group of units born of the European passive continental paléo-margin for which the alpine sedimentary evolution is similar from Trias to Lower Cretaceous; this evolution is characterized by :

- A pre-rift stage (Trias) marked by a subsident platform sedimentation whose deposits (quartzites and carbonates) are preserved from the later erosions only in the Val d'Isère, Grande Motte, les Fours and Prariond units.
- The rifting stage (Lias-Dogger) characterized by important erosions on higher parts of the margin (Les Lombards, Calabourdane units and probably a part of the Grand Paradis massif) and by the deposit of liasic sediments in several throughs (Grande Motte, les Fours and Prariond units).
- A post-rift stage (Upper Dogger-Lower Cretaceous) corresponding with the subsidence of the margin leading to the generalization of the pelagic sedimentation during the Upper Jurassic.

After a generalized sedimentary gap during the Lower Cretaceous, the margin becomes different in two paleographic realms at the beginning of the Late Cretaceous.

- The Briançonnais realm (the most external one) stays in a pelagic environment until Early Eocene. In this realm, deposits of alkaline pyroclastites take place towards the Cretaceous-Tertiary limit and synmetamorphic deformations occur during the Middle-Upper Eocene.
- The Piémontais realm (the most internal one) is affected by a calcareous detritic sedimentation during the late Cretaceous. This realm is involved in synmetamorphic deformations as early as the Senonian (Campanian ?).

2. A group of units born from the Tethysian paleo-ocean constituted by slices of oceanic substratum and of its sedimentary cover.

- The ophiolitic basement, born during Callovian-Oxfordian times, is made up of serpentinites and more rarely of gabbros.
- The cover locally begins by ophiolitic breccias coming from the destruction of the substratum. Then, it comprises carbonates with ophiolitic elements (attributable to Upper Jurassic-Berriasian) and thick calcareous detritic sediments, dated from late Cretaceous (Cenomanian-Early Senonian), in which are scattered coarse detritic materials (turbidites, debris-flows and blocks) of mixed origin (oceanic and continental).

The most part of the oceanic units is involved in synmetamorphic deformations as early as the Senonian.

3. A group of units whose stratigraphic substratum is unknown constituted by terrigenous synorogenic metasediments with flysch facies, without ophiolitic detritic material, dated from the latest Cretaceous ("Schistes lustrés" of the Pointe du Grand Vallon).

B. FROM THE TECTONIC POINT OF VIEW are distinguished different deformation stages :

1. An event at the beginning of the Late Cretaceous interpreted as the beginning of the ocean slicing. It has been detected only by its sedimentary consequences (mixed oceanic and continental detritism).

2. An event during the Senonian (Campanian ?) characterized by megabreccias at the internal part of the Briançonnais realm and by the thrusting of oceanic units on the border of the European continent (Piémontais realm) in the conditions of the "eoalpine" HP-LT metamorphism (dated between 90 and 65 M.a.). The latest Cretaceous detritism is probably the sedimentary consequence of this event.

3. A succession of events from Middle-Upper Eocene to present causing the thrusting of the complex nappe of the "Schistes lustrés" (including the Piémontais, oceanic and "Pointe du Grand Vallon" units) on the Briançonnais realm, then the deformation of the nappes edifice in penninic folds in the conditions of the "alpine s.str. or lepontine" HP-LT metamorphism (dated towards 40-38 M.a.). Finally, late westwards thrustings shear the earlier structures before being affected by large Mio-Pliocene bulgings (Arpont and Grand Paradis domes) and by different generations of faults.

SOMMAIRE

1ère PARTIE : INTRODUCTION

Chapitre I : Cadre géographique

Chapitre II : Cadre géologique général

Chapitre III : Historique des connaissances et objectifs de ce travail

2ème PARTIE : ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET PETROGRAPHIQUE

Chapitre I : Présentation des différents ensembles

Chapitre II : Stratigraphie des unités issues de la Paléomarge européenne

Chapitre III : Stratigraphie des unités océaniques

Chapitre IV : Stratigraphie des "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon

3ème PARTIE : EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE

Chapitre I : Cadre métamorphique d'ensemble des unités de Vanoise orientale

Chapitre II : Etude tectonique

4ème PARTIE : ESSAI SUR L'ORIGINE PALEOGEOGRAPHIQUE DES UNITES

Chapitre I : La position structurale actuelle des unités et leur origine paléogéographique

Chapitre II : Confrontation de l'organisation structurale des unités de Vanoise orientale aux données de la stratigraphie; considérations paléogéographiques

Chapitre III : Conclusions

5ème PARTIE : CONCLUSIONS GENERALES

Chapitre I : Evolution géodynamique

Chapitre II : Bilan de l'étude

1ère PARTIE

INTRODUCTION

CHAPITRE I : CADRE GEOGRAPHIQUE.

La région étudiée est située dans la partie orientale du massif de la Vanoise, en Savoie. Elle est limitée par la latitude de Val d'Isère, en haute Tarentaise, au Nord, et celle de Bessans, en haute Maurienne, au Sud ; elle s'étend de la Grande Casse, à l'Ouest, au col de l'Iseran, à l'Est (fig. 1).

C'est un pays de hautes montagnes où les sommets dépassent généralement l'altitude de 3000m pour culminer à la Grande Casse (3852m), le plus haut sommet de Savoie.

De l'aspect alpin de ce secteur découle un enneigement important, ne permettant guère la pratique de la géologie en dehors des mois estivaux.

Situé essentiellement aux étages alpin et nival, ce terrain présente très peu de couvert boisé et offre ainsi d'excellentes conditions d'affleurement.

Les paysages sont généralement constitués en fond de vallée d'étendues moutonnées de dépôts morainiques anciens, voire d'alluvions interglaciaires (Würm et Post-Würm), ainsi que de petites plaines alluviales récentes. L'ensemble, pour l'essentiel recouvert de pelouses alpines, est percé çà et là de pointements rocheux polis par les glaciers.

Les éboulis et les cônes de déjection, souvent coupés de barres rocheuses, s'élancent vers les sommets en majeure partie constitués de calcschistes sombres à l'aspect ruiniforme.

Localement, les chaînons calcaréo-dolomitiques ou quartzitiques apportent une note de gaieté grâce à leurs formes variées et leurs couleurs claires.

Les parties hautes de ce secteur présentent d'importantes étendues couvertes de dépôts glaciaires récents ou actuels (moraines ou épanchages glaciaires).

Le réseau hydrographique s'organise selon deux directions principales de déversement ; en effet le Retort et la Calabourdane se déversent au Nord dans l'Isère irriguant ainsi la vallée de la haute Tarentaise ; la Leisse et la Rocheure quant à elles confluent à Entre-Deux-Eaux pour former le Doron de Termignon qui se jette au Sud dans l'Arc, en haute Maurienne.

L'activité économique du versant Tarentaise de cette région est essentiellement axée sur le tourisme, et plus particulièrement le ski alpin, y compris pendant les mois d'été. Ce terrain couvre, en effet, l'essentiel du domaine skiable de Tignes et de Val d'Isère, le plus grand de France.



Située pour l'essentiel dans l'enceinte du Parc National de la Vanoise, cette région a en grande partie préservé son aspect sauvage et bénéficie d'un important équipement en refuges ainsi que de nombreux sentiers balisés. Elle est de ce fait propice aux skieurs de randonnée au printemps et aux alpinistes et aux nombreux amateurs de randonnée alpine en été.

CHAPITRE II : CADRE GEOLOGIQUE GENERAL.

Dans l'arc des Alpes occidentales s'individualisent différentes entités structurales correspondant généralement à d'anciens domaines paléogéographiques.

On les regroupe en trois grands ensembles ; ce sont de l'extérieur vers l'intérieur de l'arc alpin, c'est-à-dire de l'Ouest vers l'Est (Fig. 2) :

- un ensemble delphino-helvétique s.l. ;
- un ensemble pennique ;
- un ensemble sud alpin.

Le secteur étudié fait partie de l'ensemble pennique ; il intéresse, plus précisément, des unités internes de la zone briançonnaise s.l. et des unités de "Schistes lustrés".

* La zone briançonnaise appartient dans sa totalité à la paléomarge européenne.

* Les unités de "Schistes lustrés" comprennent :

- Des unités issues d'anciens domaines continentaux dont,
 - .les couvertures décollées des massifs cristallins internes provenant de la bordure du continent européen. Elles seront désignées ici sous le terme d'*unités piémontaises* (voir Lemoine et Tricart, 1987), désignation qui adopte un sens restrictif par rapport aux termes classiquement utilisés de zone et de nappes piémontaises englobant l'ensemble des unités de "Schistes lustrés"; cette appellation devant être considérée comme synonyme d'unités piémontaises externes (Caron, 1977) terme que nous avons nous-mêmes utilisés récemment (Marthaler et al., 1986 ; Deville, 1986c);
 - .les unités anciennement désignées comme "prépiémontaises"; elles englobent différents types d'unités dont certaines ont des origines discutées.
- Des unités issues du paléo-océan téthysien. Elles seront désignées ici sous le terme d'*unités océaniques* correspondant aux unités ligures s.l. ou liguro-piémontaises ou piémontaises internes des auteurs
- Des unités renfermant des métasédiments qui peuvent être comparés par leur faciès et par leur âge au Flysch à Helminthoides (Deville, 1986c; cf. II Partie, Ch IV.).

A. LES UNITES DE LA PALEO-MARGE EUROPEENNE.

I. LES UNITES BRIANCONNAISES.

La Vanoise, dans une acception géologique, désigne en Savoie la zone briançonnaise, dans sa partie au Nord de l'Arc (Ellenberger, 1958 ; Debelmas et Kerckhove, 1980 ; Raoult, 1980). On y distingue les unités briançonnaises externes (ou zone houillère) et les unités briançonnaises internes (ou zone Vanoise-Ambin).

a- Les unités briançonnaises externes.

A leur front, elles reposent tectoniquement sur les zones subbriançonnaise et valaisane alors que leur bordure interne est déformée avec la zone Vanoise-Ambin.

En Savoie, ces unités sont constituées essentiellement de roches détritiques continentales permo-carbonifères (pélites, grès et conglomérats), parfois productives d'anthracite (d'où le terme de zone houillère). Le Houiller débute dès le Namurien par les Grès de la Praz suivis par le Westphalien inférieur et moyen (productif) et le Westphalien D - Stéphanien (assise de Tarentaise). Le Permien inférieur est représenté par les niveaux stériles de l'assise de Courchevel et le Permien supérieur par des niveaux volcano-détritiques (Verrucano) passant à leur sommet aux quartzites du Trias inférieur (Fabre, 1961). Des roches éruptives intrusives dans le Houiller et dans l'Eopermien (microgranites et microdiorites) se seraient mises en place au cours de la phase saalienne. C'est notamment le cas de l'essentiel du complexe des Gneiss du Sapey.

On considère généralement le massif du Rutor⁽¹⁾ comme le socle polymétamorphique anté-Namurien de la zone houillère (Ellenberger, 1952 ; Fabre, 1961 ; Caby, 1968, etc...). Plus récemment, il a été proposé de rattacher à ce socle une partie du complexe des Gneiss du Sapey (Detraz, 1984).

La couverture carbonatée mésozoïque et cénozoïque est peu représentée en Savoie. On considère généralement que celle-ci s'est en majeure partie décollée et se retrouve actuellement représentée dans les Préalpes médianes rigides des klippen subalpines.

La zone houillère briançonnaise de Vanoise se situe dans le prolongement septentrional des unités briançonnaises externes omniprésentes avec leur couvertures de la Ligurie à la région de Briançon. Elle se poursuit vers le Nord dans la partie frontale de la Nappe du Grand-Saint-Bernard.

(1) et ses prolongements en Valais (Stalden supérieur, Bérisal).

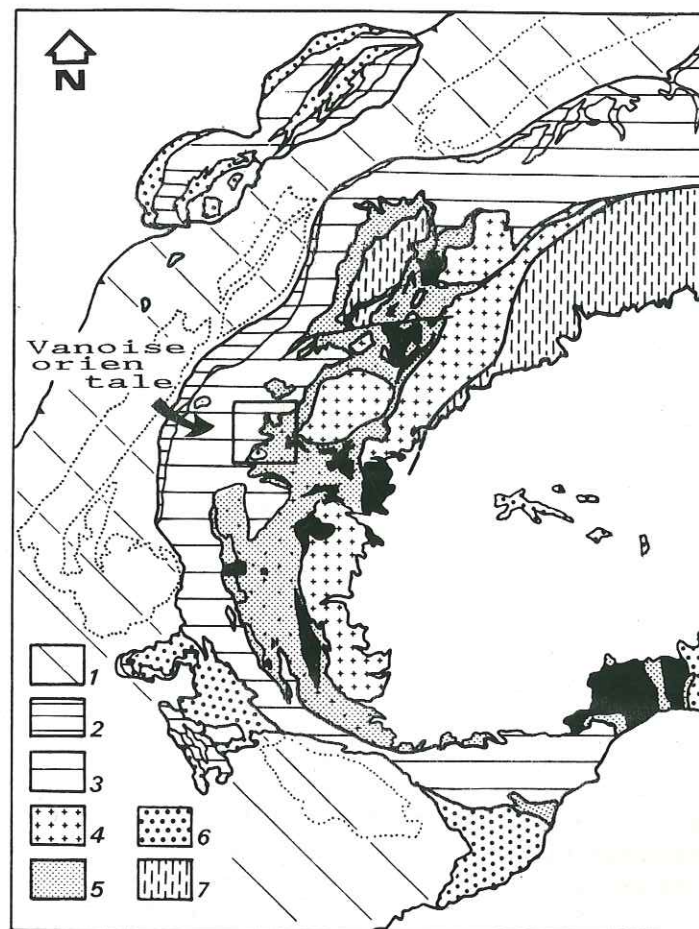


Fig. 2 : Schéma structural des Alpes occidentales.

Zones externes : ensemble delphino-helvétique

1 : massifs cristallins externes et couvertures secondaires et tertiaires

Zones internes : ensemble pennique

```

2 : zones penniques externes
3 : zone briançonnaise
4 : massifs cristallins internes
5 : complexe des "Schistes lustrés" (en noir : ophiolites)
6 : Flysch à Helminthoïdes

```

Ensemble sud-alpin

7 : socle insubrien et couvertures secondaires et tertiaires

Fig. 3 : Cadre structural de la Vanoise et des régions environnantes.

1 : zones externes, 1a. couvertures secondaires et tertiaires delphino-helvétiques et ultrahelvétiques, 1b. massifs cristallins externes; 2 : unité du Niélard; 3 : zone des Brèches de Tarentaise, 3a. Roches vertes du Versoyen; 4 : zone subbriançonnaise et "Schistes lustrés" du Petit St Bernard; 5 : zone briançonnaise, 5a. couvertures secondaires et tertiaires, 5b. Paléozoïque du Briançonnais externe (zone houillère), 5c. Paléozoïque du Briançonnais interne (zone Vanoise-Ambin); 6 : unités piémontaises, 6a. couvertures secondaires et tertiaires, 6b. massifs cristallins internes, 6c. nappe de l'Emilius; 7 : unités océaniques, 7a. unités à métamorphisme schiste bleu à schiste vert (en noir : plancher océanique), 7b. unités à métamorphisme éclogitique (en noir : plancher océanique); 8 : couverture sud-alpine; 9 : "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon; 10 : cargneules et gypses.

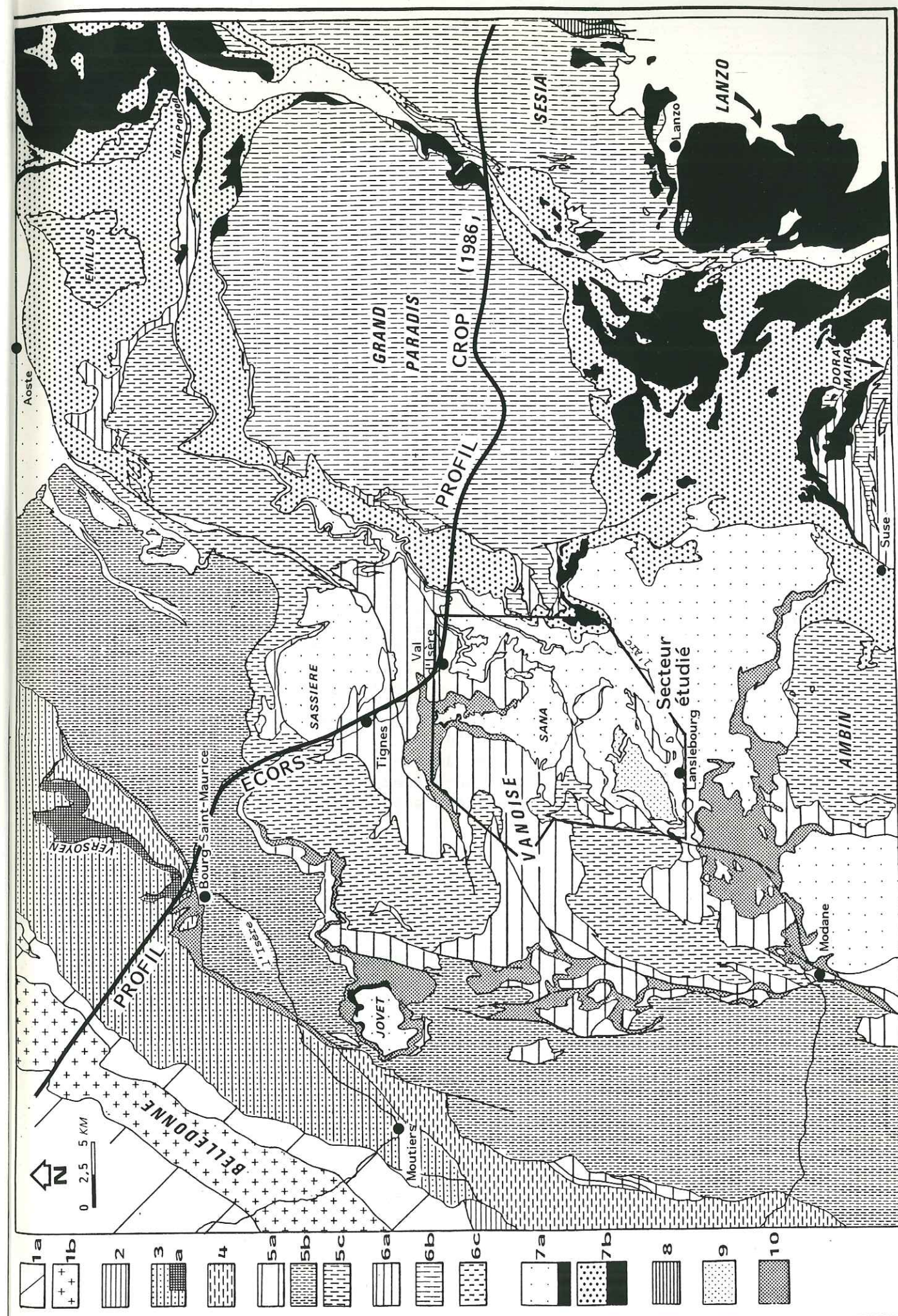


Fig. 3

b- Les unités briançonnaises internes.

En Savoie, elles sont rassemblées en une zone Vanoise-Mont-Pourri ou Vanoise Mont-Pourri-Ambin d'Ellenberger (1958) ou enfin Vanoise-Ambin (Ellenberger, 1959 ; Bocquet, 1974 a ; Debelmas et Kerckhove, 1980, etc...).

Cette zone Vanoise-Ambin est déformée sur son bord externe avec la zone houillère. Son bord interne apparaît imbriqué avec les unités de "Schistes lustrés" actuellement en position frontale ; parfois même du matériel briançonnais totalement déraciné, jalonne des contacts anormaux au sein des "Schistes lustrés" (cf. II Partie, Ch. II. § C.).

La zone Vanoise-Ambin présente une saute de métamorphisme par rapport à la zone houillère qui se caractérise par l'apparition de paragneisses du faciès schiste bleu (Ellenberger, 1958 et 1960 ; Bocquet, 1974a ; Goffé, 1973, 1975 et 1980 ; Saliot, 1978 ; Caby et al., 1978, etc...).

Contrairement à la zone houillère où les termes post-Carbonifère reposent sur les dépôts continentaux d'un bassin houiller, la zone "Vanoise-Ambin" ne présente pas (ou très peu) de Carbonifère moyen. Le substratum paléozoïque y est représenté par un vieux socle polymétamorphique anté-Carbonifère (Bocquet, 1974 a et b) et des séries monocycliques siluro-ordoviciennes p.p. (?) (Guillot, 1987) et pour le reste carbonifères ou permienes.

Contrairement au Briançonnais externe de Savoie, dans la zone "Vanoise-Ambin" la couverture carbonatée mésozoïque et cénozoïque est bien représentée. Elle est en général décollée à sa base, au-dessus des quartzites du Trias inférieur (Ellenberger, 1958) ; en quelques endroits pourtant (correspondant notamment à des parties où celle-ci est très réduite) la couverture est restée adhérente au substratum siliceux (Raoult et al., 1984).

Cette couverture débute par une épaisse série calcaréo-dolomitique du Trias moyen et supérieur déposée en milieu lagunaire à néritique, se poursuivant au Lias par une sédimentation détritique. Une émergence (généralisée ?), mise en évidence localement par des bauxites, affecte le domaine pendant la période Lias supérieur - Dogger inférieur. Une transgression, d'abord limitée à certaines parties du domaine au Bathonien ("Couches à Mytilus") se généralise au Callovo-Oxfordien. Elle conduit au dépôt d'une série pélagique peu épaisse, marquée par plusieurs niveaux d'arrêt de la sédimentation accompagnés, en particulier, par la lacune de l'essentiel du Crétacé inférieur. Les apports détritiques éocènes constituent le dernier terme observable de cette couverture.

La zone Vanoise-Ambin se prolonge, vers le Nord, dans la nappe du Grand Saint Bernard en Valgrisanche et Val Savaranche (Caby, 1968) et, de là, se suit jusqu'en Valais au moins dans les zones de Sivier-Mischabel et du Barrhorn (Burri, 1983). Vers le Sud, lui font suite les unités briançonnaises internes (au sens large) des Alpes cottiennes et maritimes (y compris les unités ultrabriançonnaises de la bande d'Acceglio, de la "4ème écaïlle", et des écaïlles intermédiaires).

II. LES UNITES PIEMONTAISES.

a- Les massifs cristallins internes.

Ce sont les massifs du Mont Rose, du Grand Paradis et de Dora Maira ; le massif de Sesia, généralement considéré comme d'appartenance austro-alpine, présente en fait un faisceau de caractères l'apparentant aux autres massifs cristallins internes, tant par sa nature que par les grandes lignes de son évolution tectono-métamorphique et sa position structurale (Aubouin et al., 1977 ; Fudral & Deville, 1986 ; Mattauer et al., 1987). Ces massifs et leurs couvertures sont surmontés par les unités océaniques et plissées avec elles ; ils ont donc pour origine la bordure du continent européen. Ils renferment tous au moins des reliques d'un métamorphisme éclogitique ; dans le massif de Dora Maira viennent d'être décrites récemment des associations de très haute pression à coesite et ellenbergerite (Chopin, 1984 et 1985).

Ce métamorphisme de très haute pression débiterait, d'après les âges radiométriques dont on dispose, dès 110, voire 130 m.a. On peut cependant remarquer que ces âges sont apparemment en contradiction avec les découvertes de globotruncanidés dans la couverture décollée du massif de Dora Maira et dans les unités océaniques (cf. II Partie, Ch. III).

Les massifs cristallins internes sont constitués d'un vieux socle polymétamorphique complexe (micaschistes, metabasites, etc...) intrudé par des orthogneiss et d'une enveloppe monocyclique du Paléozoïque supérieur (paragneiss, séries volcano-détritiques et méta-conglomérats).

Le massif de Dora Maira présente dans la région de Pinerolo des schistes graphiteux attribués au Carbonifère. Ceux-ci sont parfois considérés comme représentant une fenêtre de matériel plus externe de type zone houillère briançonnaise.

b- Les unités de couverture piémontaise.

Ces unités représentent généralement la première enveloppe métasédimentaire décollée des massifs cristallins internes. Aussi les considère-t-on comme les couvertures alpines décollées de ces massifs. Elles ont donc également pour origine la bordure de la marge européenne.

Les séries débutent par des quartzites et des carbonates de plate-forme triasiques. Certains termes de ces séries sont localement envahis par un détritisme ophiolitique (Michard, 1967 ; Schumacher, 1972 ; Elter, 1971 ; Caron, 1977 ; Marthaler et al., 1986). Récemment, il a pu être montré que la première enveloppe métasédimentaire du massif de Dora Maira, près de Susa en Italie, présente jusqu'au "milieu" du Crétacé une évolution sédimentaire comparable à celle du domaine briançonnais interne, alors que la base du Crétacé supérieur y est représentée par des séquences flyschoides de calcschistes datées par des globotruncanidés (Marthaler et al.,

1986). Il est donc envisageable que le domaine piémontais corresponde, au Crétacé supérieur, à la bordure occidentale du "bassin des Schistes lustrés" contigue au domaine océanique et installée sur le bord de la marge continentale européenne laquelle a connu auparavant une histoire pas très différente de celle du domaine briançonnais.

On ne connaît pas dans ces séries de termes plus récents que la base du Crétacé supérieur. Ces unités ont probablement été déformées et métamorphosées avec une partie importante des unités océaniques comme l'indique les âges de minéraux de métamorphisme (âges "éocalpins"; cf. III Partie, Ch. I.).

B. LES UNITES DU PALEO-OCEAN TETHYSIEN.

Elles apparaissent étroitement déformées à la fois, à leur front, avec les unités briançonnaises internes et, sur l'ensemble de la zone piémontaise, avec les socles et les couvertures des massifs cristallins internes. Elles ont subi des métamorphismes de faciès différents selon les unités - soit éclogitique, soit schiste bleu, soit schiste vert. D'une manière générale :

- Les unités à métamorphisme éclogitique renferment les principaux corps ophiolitiques des Alpes occidentales ; ce sont elles qui constituent les premières enveloppes allochtones sur l'ensemble socle et couverture des massifs cristallins interne s.l. : zone Zermatt-Saas sur le massif du Mont-Rose, massif ultrabasique de Lanzo sur le massif de Sesia, zone de la Grivola sur le massif du Grand Paradis, enlèvement des Stura sur les massifs du Grand Paradis et de Dora Maira, massifs du Rocciavre et du Viso sur le massif de Dora Maira. Ces unités ont dû constituer la première nappe qui a recouvert la bordure interne du continent européen.

- Les unités à métamorphisme schiste bleu ou schiste vert sont constituées en plus grande partie de métasédiments. Les massifs ophiolitiques y sont de plus petites dimensions. Ces unités sont structuralement superposées aux unités éclogitiques ; elles se retrouvent actuellement dans la partie occidentale des unités de "Schistes lustrés" ou coincées dans les écaillles de Viù-Locana (Fig. 3).

Le substratum ophiolitique de ces unités ne présente pas les caractères d'un plancher océanique bien développé. En effet, dans la plupart des cas, on n'observe pas de succession ophiolitique complète (serpentinites, cumulats, gabbros, complexe filonien, basaltes). Généralement, ce substratum est composé essentiellement de péridotites serpentinisées ou de gabbros (présentant parfois une foliation "océanique"; Mével, 1975). On ne connaît pas de complexe filonien bien développé ou d'accumulations importantes de laves en coussin.

Les gabbros constituent en général de petits massifs, voire des poches intrusives dans des serpentinites ; ils sont probablement issus de

petites chambres magmatiques intrudant d'anciennes lherzolites (Elter, 1971 ; Lombardo et Pognante, 1982). L'ensemble gabbros-serpentinites a subi une phase de structuration précoce intra-océanique au cours de laquelle s'est réalisée la mise à l'affleurement et le démantèlement sous-marin de la partie supérieure de ce substratum. Cet épisode s'est accompagné d'accidents et d'escarpements de failles intra-océaniques et a abouti à la formation de brèches ophiolitiques mono- ou polygéniques (Lagabrielle, 1982) dont certaines à éléments de granitoïdes (Caby et al., 1971). Cette structuration précoce est probablement à rattacher à l'ouverture océanique de ce secteur téthysien. Celle-ci s'est accompagnée d'épanchements de laves en coussins mis en place sur ce substratum déjà tectonisé et de nature composite (voir Lagabrielle et al., 1984).

Les premiers termes méta-sédimentaires connus (si l'on excepte des carbonates associés aux premières brèches supra ophiolitiques) sont représentés, seulement localement, par des métaradiolarites associées à des encroûtements ferro-manganésifères et/ou phosphatés. Ceux-ci ont été datés actuellement en deux endroits différents par des radiolaires de l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur (de Wever et Caby, 1981 ; Schaaf et al., 1985). Les formations métasédimentaires supra-ophiolitiques sont classiquement considérées comme représentées par une série de type Chabrière (Lemoine et al., 1970). En effet, on retrouve fréquemment au-dessus du substratum ophiolitique et des métaradiolarites, quand celles-ci sont présentes, des marbres, puis des alternances de calcschistes et de marbres (de type de la formation de la Replatte du Gondran). Cette succession évoque les couvertures non métamorphiques des ophiolites de l'Apennin ligure : radiolarites, puis calcaires à calpionelles ("barre tithonique"), suivis des "Argille à Palombini" du Crétacé inférieur (par exemple, Decandia et Elter, 1972 ; Marini et Terranova, 1979). On complète, classiquement, cette série par des Schistes noirs (du type de la formation de Roche Noire) corrélables aux schistes du Val Lavagna (Tricart, 1974). On considère généralement ces faciès "Black Shales" comme un marqueur ubiquiste du milieu du Crétacé, bien développé dans l'Atlantique moyen (forages D.S.D.P.-I.P.O.D.) et largement répandu dans le domaine de sédimentation téthysien (Bourbon et al., 1979).

Une part très importante des unités océaniques comporte de puissants ensembles de calcschistes datant probablement de la base du Crétacé supérieur ; en effet ce type de formations a fourni en plusieurs endroits des sections attribuables à des foraminifères planctoniques du Cénomanién-Sénonien inférieur (Marthaler, 1981 et 1984 ; Lemoine, Marthaler, Caron et al., 1984).

Ces séries océaniques sont envahies à plusieurs niveaux par du matériel détritique d'origine tant ophiolitique (méta-sables, graviers et blocs de basaltes, gabbros et serpentinites) que continentale (quartzites phylliteux, arkoses, éléments de dolomies, etc...) (Michel, 1953 ; Michard, 1967 ; Elter, 1971 ; Fudral et al., 1977 ; Lemoine et al., 1979 ; Robert, 1979 ; Lagabrielle, 1982 ; Polino et Lemoine, 1984, etc...). La similitude des séries à substratum ophiolitique des "Schistes lustrés" des Alpes occidentales avec celles des séries océaniques de l'Apennin septentrional ligure a conduit les auteurs à proposer pour ces deux types de séries, une origine commune dans un même bassin océanique.

Une partie, au moins, des unités océaniques des Alpes occidentales a subi une succession d'épisodes tectono-métamorphiques au cours du Crétacé supérieur dont témoignent les âges radiométriques entre 90 et 65 m.a., obtenus sur différents minéraux de métamorphismes et par diverses méthodes ; la majorité d'entre eux avoisine 80 m.a. (Campanien).

C. LE PROBLEME DES UNITES DITES "PREPIEMONTAISES".

Le terme de "série prépiémontaise" fut initialement proposé en Valnoise par Ellenberger pour désigner ce que cet auteur baptisa par la suite "la série de la Grande Motte" (cf. infra). Le Lias épais qui caractérise cette dernière - par ailleurs typiquement briançonnaise - fut comparé à celui de la "série du Gondran" (Ellenberger et Lemoine, 1955) que l'on pensait alors être la base stratigraphique des "Schistes lustrés piémontais". Ainsi a-t-on ultérieurement qualifié de "prépiémontaises" toutes les unités plus internes que le briançonnais et présentant un Lias épais à faciès dit "prépiémontais".

Ce terme est actuellement désuet puisque l'on sait qu'il intègre des unités d'origines différentes :

- soit briançonnaise (par exemple l'unité de la Grande Motte) (Caron et Gay, 1977 ; Deville, 1986 a et b ; Jaillard et al., 1986) ;
- soit piémontaise (par exemple le faisceau du Prariond) (Elter, 1972 ; Deville, 1986b) ;
- soit des unités dont l'origine paléogéographique est discutée, telles celles du type Chaberton-Grande Hoche ou du type nappe de la Brèche. En Savoie ce dernier type d'unités n'est représenté qu'au Sud de l'Arc dans le massif du Grand Argentier. Ces unités sont anchi-métamorphiques ; elles apparaissent soit en position piémontaise frontale recouvrant les unités océaniques, soit largement allochtones et représentées dans les Préalpes (nappe de la Brèche). Elles possèdent des formations détritiques au Lias supérieur -Dogger et des calcaires pélagiques voire des jaspes radiolaritiques au Malm ; elles admettent des termes crétacés à tertiaires et sont dépourvues d'ophiolites. C'est sur la ressemblance des faciès du Lias avec ceux de l'unité de la Grande Motte que l'on situe classiquement ces unités dans un domaine paléogéographique voisin du briançonnais (Ellenberger et Lemoine, 1955 ; Lemoine et al., 1978 ; Bourbon et al., 1979). Cependant, compte tenu des caractères sédimentaires et de l'évolution tectono-métamorphique de ces unités, certains auteurs proposent qu'elles puissent avoir, au moins en partie, une origine "ultra-piémontaise" (Barféty et Gidon, 1975 ; Megard-Galli, 1974 ; Royant, 1978 ; Caby et al., 1978 ; Polino et al., 1987).

D. LES FLYSCHS A HELMINTHOIDES.

Les flyschs à Helminthoïdes *s.str.* d'âge Sénonien supérieur-Eocène inférieur à moyen, dépourvus de matériaux ophiolitiques, sont représentés sous des faciès non métamorphiques, dans l'Apennin septentrional ligure et dans les nappes de flyschs exotiques des Alpes qui sont actuellement en position pennique externe et dont l'origine paléogéographique est discutée (Alpes Maritimes, Embrunais-Ubaye, Préalpes, Bavière, etc...). Ces flyschs se sont déposés en discordance sur des niveaux variés qui contiennent localement des roches ophiolitiques et que l'on attribue généralement à la base du Crétacé supérieur ("Complexes de base").

Au sein des "Schistes lustrés" existent des dépôts métamorphiques qui peuvent être comparés par leur faciès et par leur âge aux flyschs à Helminthoïdes (Deville, 1986c) ; ces métasédiments seront décrits dans la seconde partie au chapitre IV.

CHAPITRE III : HISTORIQUE DES CONNAISSANCES ET OBJECTIFS DE CE TRAVAIL.

Les premières observations concernant la géologie du massif de la Vanoise sont dues à de Mortillet (1858).

Lory met l'accent, dès 1860, sur l'existence, dans les Alpes occidentales de grandes zones longitudinales qu'il considère comme limitées par des failles. Ainsi, en Vanoise, il distingue la zone des "Calcaires du Briançonnais" et la zone des "Schistes calcaréo-talqueux". En 1861, il propose de rebaptiser cette dernière "zone des Schistes lustrés" qu'il considère comme constituée en partie de terrains du Trias supérieur ; il s'oppose ainsi à ses contemporains qui s'accordaient à y voir des terrains primitifs "archéens". En outre, il avance pour la première fois l'idée d'un âge triasique pour les quartzites et les gypses de Vanoise, ainsi qu'un âge liasique, semble-t-il, pour les calcschistes de l'unité de la Grande Motte.

Zaccagna (1887) propose, pour la première fois, l'existence, en Vanoise, de terrains attribuables au Permien.

Termier (1890) apporte de nombreuses données lithostratigraphiques et le premier document cartographique sur notre secteur d'étude. Si son échelle stratigraphique exagère l'importance du Trias, puisqu'elle attribue un tel âge à tous les "Calcaires de Vanoise", on lui doit la découverte fondamentale de "recouvrements" mis en évidence pour la première fois à propos des "Schistes lustrés" dans le massif de la Sana (1890). Il fut ainsi amené, élargissant les idées de Lugeon et Argand (1905), à interpréter la Vanoise comme un empilement de nappes comparables aux nappes briançonnaises, la plus haute de l'édifice étant représentée par la "nappe des Schistes lustrés" (Termier, 1907) considérée alors comme un équivalent de la 4ème écaille (Termier, 1903).

Bertrand (1894), dans son "étude dans les Alpes françaises", considère la Vanoise comme un "anticlinal amygdaloïde". Bien qu'il fut le premier à mettre en évidence l'existence de nappes de charriages (1884), il n'exploite pas ses idées de précurseur en Vanoise, considérant les "Schistes lustrés" comme autochtones.

Kilian (1905) souligne le premier la nécessité de distinguer les "vrais" Schistes lustrés à ophiolites d'autres formations à faciès analogues ; en particulier, en Vanoise, un "Lias mixte" (le Lias de l'unité de la Grande Motte). Il met en évidence avec Termier l'existence du Jurassique fossilifère dans la fenêtre du Plan des Nettes (1905 et 1906).

Boussac (1913) par des observations en haute-Tarentaise est amené à proposer l'existence d'une nappe de recouvrement des micaschistes du Mont Pourri (et de l'ensemble de la Vanoise) sur "la série permo-houillère de la nappe du Grand Saint Bernard (la zone houillère) moins métamorphique

recouvrement souligné par une bande continue de Trias depuis Champagny jusqu'à Sainte Foy en Tarentaise.

Gignoux (1924), à l'occasion de la révision de la feuille Saint-Jean-de-Maurienne 1/80 000, confirme les propositions de Kilian selon lesquelles le Jurassique fossilifère existerait au Plan des Nettes et propose qu'il puisse également être largement répandu en Vanoise (en particulier sous la forme des calcschistes de la Grande Motte). Il avance même l'idée selon laquelle les "calcaires phylliteux" du col de la Leisse pourraient représenter un équivalent métamorphique des "couches rouges (ou marbres en plaquettes)", présumant ainsi, pour la première fois, l'existence du Crétacé supérieur en Vanoise.

Raguin (1925, 1926, 1930) par sa découverte de foraminifères crétacés, en partie épigénisés en amphiboles bleues, à la base des Marbres chloriteux du vallon du Paquier, démontre l'existence, en Vanoise, de termes hautement métamorphiques comparables aux Marbres en plaquettes, ainsi que de termes, stratigraphiquement plus élevés, assimilables au flysch tertiaire du Briançonnais. On lui doit les dernières cartes géologiques publiées de la région Lanslebourg et Tignes à 1/50 000 (1930).

La contribution d'Ellenberger à la connaissance géologique de la Vanoise est énorme. C'est dans sa thèse "*Etude géologique du Pays de Vanoise*" (1958) que se trouve rassemblé l'essentiel des données qu'il nous fournit. C'est son apport sur la stratigraphie qui est le plus important. Par des découvertes paléontologiques nombreuses, il établit les principaux faits de la stratigraphie des séries briançonnaises de Vanoise. Il étudie en détail le Trias carbonaté qu'il corrèle par des études menées conjointement, à celui des Préalpes médianes rigides suisses. Il met en évidence le Lias fossilifère et propose un tel âge pour les calcschistes de la Grande Motte dans lesquels il voit une insertion en coin d'un faciès "prépiémontais" dans la série briançonnaise, annonçant le passage latéral vers les "Schistes lustrés", alors présumés exclusivement liasiques. La découverte du "Dogger à Mytilus" fossilifère en Vanoise occidentale (1948) est déterminante puisqu'elle implique un âge jurassique supérieur pour les marbres sus-jacents et a "pour conséquence géométrique de retirer du Trias et de rejeter dans le Crétacé ou le Tertiaire tous les Marbres chloriteux de la Vanoise". De plus, l'existence de niveaux discontinus de metabauxites à la base du Dogger démontre l'émersion, au moins partielle, du briançonnais à cette époque. Il précise, grâce à de nombreuses découvertes de foraminifères, l'âge soit néo-crétacé, soit paléocène voire éocène inférieur des Marbres chloriteux et des encroûtements minéralisés associés.

Il distingue trois types de séries :

- les séries de Vanoise occidentale ;
- les séries de Val d'Isère-Ambin ;
- la série de la Grande Motte.

Du point de vue structural, il sépare cinq entités : le socle paléozoïque, les écailles mésozoïques de la Vanoise, la nappe de la Grande Motte, la "nappe des gypses" et la nappe des "Schistes lustrés".

Après les travaux d'Ellenberger la géologie de la Vanoise subit une sorte de "crise de maturité".

Bocquet (1974) argumente en faveur d'un âge anté-Namurien pour les micaschistes de l'Arpont. Ses travaux (1974, 1976) ainsi que ceux de Goffé (1975 et 1982), Saliot (1978) et Chopin (1979 et 1985) améliorent considérablement les connaissances sur le métamorphisme et apportent de nombreuses données radiochronologiques. Les thèses de Niemeyer (1979) et Robert (1979), portant respectivement sur les régions de Val d'Isère et de Bonneval-sur-Arc précèdent le regain d'intérêt qui se produit depuis quelques années pour la géologie de la Vanoise. En effet, les thèses de Jaillard (1984), en Vanoise occidentale, Marion (1984) dans la région Grande Sassièrre-Val d'Isère, Détraz (1984) dans la région de Peclet-Polset, Broudoux (1985) dans la région de Pralognan à Tignes et les travaux de Raoult et de son équipe complètent les données stratigraphiques et fournissent de précieux documents cartographiques. Signalons enfin les travaux d'analyse structurale de Platt et Lister (1985 a et b) et Siddans (1985).

Les objectifs majeurs des levés cartographiques, des observations géologiques et des analyses de laboratoire présentés dans ce travail sont les suivants :

- Du point de vue stratigraphique :

- . d'une part, préciser la stratigraphie des couvertures à cachet briançonnais de ce secteur de Vanoise interne : les séries sont-elles issues d'une seule ou de différentes aires de sédimentation ?

Dans cette approche, les terrains paléozoïques ont fait l'objet d'un examen sommaire et les terrains triasiques de descriptions moins détaillées.

- . d'autre part, apporter de nouveaux éléments sur la stratigraphie des "Schistes lustrés" de ce secteur : existe-t-il ici des séries de nature et d'âges différents issues de domaines paléogéographiques distincts ?

A ce propos, précisons qu'il n'existait antérieurement à ce travail que très peu de données disponibles sur les "Schistes lustrés" de Vanoise orientale.

- Du point de vue tectonique :

- . Eclaircir les relations structurales existant entre les socles de Vanoise, leurs couvertures plus ou moins décollées et les différents ensembles de "Schistes lustrés", dans le but de mieux comprendre leur origine paléogéographique, leur évolution tectogénétique respective et leur dispositif structural général dans un secteur des Alpes occidentales traversé par le profil ECORS.

2ème PARTIE

ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET PETROGRAPHIQUE

CHAPITRE I : PRESENTATION DES DIFFERENTS ENSEMBLES.

Au cours de cette étude on a été amené à distinguer les différents ensembles suivants :

1. Un ensemble d'unités issues de la paléomarge continentale européenne, parmi lesquelles on sépare :
 - les unités briançonnaises ;
 - les unités piémontaises.
2. Un ensemble d'unités issues du paléo-océan téthysien.
3. Un ensemble d'unités constituées de formations syn-orogéniques dont le substratum stratigraphique n'est pas connu : les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon.

CHAPITRE II : STRATIGRAPHIE DES UNITES ISSUES DE LA PALEOMARGE EUROPEENNE.

A. STRATIGRAPHIE DES UNITES BRIANCONNAISE INTERNES.

Dans le secteur étudié, les unités briançonnaises sont constituées de terrains pré-triasiques et de couvertures alpines mésozoïques et cénozoïques. Dans ce travail ont été séparés différents ensembles d'unités tectoniques, caractérisés chacun par un même type de séries stratigraphiques. Ce sont, dans l'ordre actuel de recouvrement tectonique :

- L'unité de l'Arpont, où il n'a pas été observé sur le secteur étudié, de termes mésozoïques ou cénozoïques.
- Les unités admettant des termes mésozoïques et cénozoïques parmi lesquelles ont été distinguées :
 - . L'unité "des Lombards", constituée de termes de couverture liés au substratum anté-alpin de la région des Rochers de Pierre Brune.
 - . Les unités de type "Val d'Isère", constituées exclusivement de termes de couverture.
 - . L'unité de la "Grande Motte", constituée exclusivement de termes de couverture.
 - . Les unités de type "Calabourdane" constituées de termes de couverture liés au substratum anté-alpin de la région de la Calabourdane et de la Tête d'Arollay.

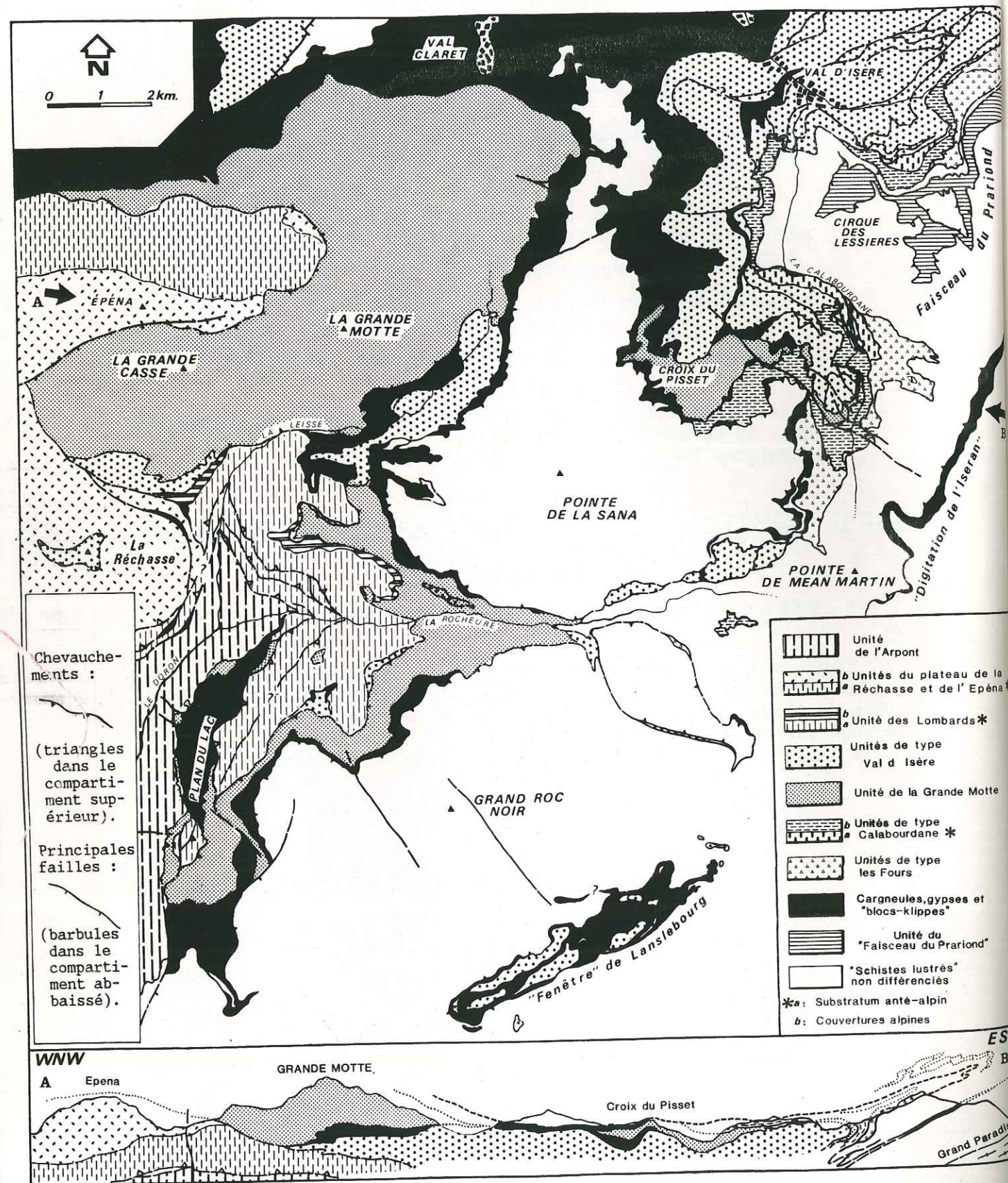


Fig. 4 : Schéma structural et coupe géologique simplifiée des unités issues de la paléomarge européenne en Vanoise orientale.

. Les unités de type "Les Fours", constituées exclusivement de termes de couverture.

1. LE SUBSTRATUM ANTE-ALPIN.

a- Présentation.

L'ensemble des terrains anté-triasiques de Vanoise a longtemps été attribué au Permien et au Houiller (Termier, 1891 ; Bertrand, 1894 ; Raguin, 1930 ; Ellenberger, 1958).

Depuis les travaux de Bocquet (1974 a et b), élargissant à la Vanoise les conclusions tirées par Gay (1972) à partir d'études faites sur le massif d'Ambin, on distingue :

- des terrains affectés par un métamorphisme polycyclique, anté-alpin et alpin, considérés comme un vieux socle anté-Namurien (dont notamment les micaschistes de la région de l'Arpont) ;
- des terrains affectés uniquement par le métamorphisme alpin et considérés comme des niveaux permien ou carbonifères (Bocquet, 1974 ; Detraz, 1984 ; Perruccio-Parison, 1984) voire plus anciens (siluro-ordoviciens ?) pour certains terrains de Vanoise septentrionale (Guillot et al., 1986 ; Guillot, 1987).

b- Les faciès pétrographiques du secteur étudié.

Les micaschistes de l'Arpont.

Il s'agit d'une série de paramicaschistes albitiques de couleur grise plus ou moins graphiteux, de phyllades et de quartzites. Ces micaschistes sont fréquemment un peu graphitiques et ont ainsi longtemps été considérés comme du Houiller métamorphique.

Des niveaux de metabasites sont associés localement à ces formations détritiques sous la forme de prasinites et d'amphibolites.

Au Sud-Ouest du secteur étudié, à la base du glacier de l'Arpont, des lentilles gneissiques apparaissant dans ces micaschistes pourraient dériver de granites intrusifs dans ces micaschistes (Bocquet, 1974 a et b ; Platt et Lister, 1985 a ; Dondey, 1986).

Dans la série des micaschistes de l'Arpont ont été décrites des

paragenèses anté-alpines (probablement hercyniennes) et des paragenèses alpines (Bocquet, 1974 a et b) :

- . Les paragenèses alpines sont à amphibole bleue, mica blanc phengitique, amphibole bleu vert, biotite verte, albite.
- . Les paragenèses antérieures sont à hornblende, feldspath potassique, mica blanc muscovitique, grenat riche en almandin.

Les schistes cristallins de Vanoise orientale (Permo-Carbonifère ?).

- Vallées de la Leisse et de la Rocheure.

Dans ce secteur apparaissent des schistes cristallins différents des micaschistes de l'Arpont. Ils forment l'essentiel du matériel cristallin qui chevauche les écaillles mésozoïques du Plan du Lac et les écaillles permienes d'Entre deux Eaux (base sud-est de la Grande Casse, Rochers de Pierre Brune, base des Clochetons de Lanserlia et écaillles de la région du Plan du Lac). Ces faciès se retrouvent avec des caractères lithologiques identiques à la Pointe du Rosolin, au Nord-Ouest du terrain étudié. A la base sud-est de la Grande Casse, ces schistes cristallins passent de manière progressive et continue, sans discordance angulaire apparente, à des faciès du Permo-Trias (cf. II Partie, Ch. II, § A. II. d.). Il s'agit généralement de micaschistes chlorito-albitiques de couleur verte, parfois brunâtre, à quartz, albite généralement granoblastique, chlorite, \pm biotite, \pm épidote, \pm amphibole bleue, \pm sphène, \pm calcite intersticielle, \pm ankérite et \pm opaques.

Fréquemment ces niveaux présentent des alternances irrégulières (parfois en bancs grossiers métriques, parfois en fins niveaux millimétriques) de quartzites phylliteux verts, d'albites blanches et de prasinites ou d'ovardites très finement recristallisées pauvres en quartz (à albite, chlorites, \pm amphiboles bleues, \pm opaques).

En quelques endroits aux Rochers de Pierre Brune et dans la région du Plan du Lac on rencontre des niveaux de schistes noirs quartzeux ; ceux-ci se présentent généralement comme des lambeaux coincés tectoniquement dans des cisaillements importants au sein des micaschistes chlorito-albitiques. Il s'agit de niveaux schisteux à fins horizons noirs graphiteux riches en micas blancs alternant finement avec des passées quartzeuses.

- Vallée de la Calabourdane et Tête d'Arollay.

. Au fond de la vallée de la Calabourdane, depuis le Manchet au Nord-Ouest jusqu'au Fond des Fours au Sud-Est, affleurent deux grandes écaillles constituées essentiellement de schistes cristallins paléozoïques (Raguin et Hermann, 1930 ; Ellenberger, 1958, p. 144 ; Niemeyer, 1979, p. 17-20). Ces derniers se retrouvent également adhérent à la base stratigraphique de faciès du Permo-Trias (passant eux-mêmes aux quartzites du Trias inférieur) du versant nord du Plan inférieur des Fours. Il s'agit de schistes prasinitiques siliceux de couleur vert sombre à chlorites, albite, quartz, épidotes, micas blancs, biotite, \pm amphiboles bleues, \pm actinotes,

\pm calcite intersticielle, \pm sphène, \pm apatite, \pm opaques.

. Immédiatement au Nord de la Table d'orientation de la Tête de l'Arollay affleurent également des schistes cristallins du même type que ceux de la Calabourdane ; les faciès y sont toutefois un peu plus micacés.

Les quartzites phylliteux verts à galets siliceux (Permo-Trias").

. Ces faciès sont largement représentés dans la région d'Entre-deux-Eaux, où ils apparaissent en grandes écaillles tectoniques. On les retrouve recouvrant stratigraphiquement les schistes cristallins de la base sud-est de la Grande Casse et du versant nord du Plan inférieur des Fours (cf. supra). Ils s'observent également à la base des quartzites du Trias inférieur au versant nord du Plan supérieur des Fours et en aval de la Tête de l'Arollay. Certains éléments de quartz de couleur rose pourraient provenir de roches volcaniques rhyolitiques.

c- Conclusions.

Le socle cristallin polymétamorphique anté-namurien n'est représenté avec certitude que par les micaschistes de l'Arpont. Ailleurs, en Vanoise orientale, il n'a pas été observé d'évidence de métamorphisme polycyclique anté-alpin et alpin. Il est ainsi probable que les schistes cristallins des vallées de la Leisse, de la Rocheure et de la Calabourdane, ainsi que ceux de la Tête d'Arollay dérivent de niveaux permien ou carbonifères ; en effet ces schistes cristallins sont eux-mêmes surmontés stratigraphiquement, sans discordance angulaire apparente par les niveaux du Permo-Trias puis par les quartzites du Trias inférieur.

II. LA COUVERTURE ALPINE.

La couverture mésozoïque et cénozoïque des unités briançonnaises internes de Vanoise orientale présente de nombreuses variations stratigraphiques.

On étudiera successivement les différents type de séries suivantes :

- la série de l'unité des Lombards ;
- les séries des unités de type Val d'Isère ;
- la série de l'unité de la Grande Motte ;
- les séries des unités de type Calabourdane ;
- les séries des unités de type Les Fours.

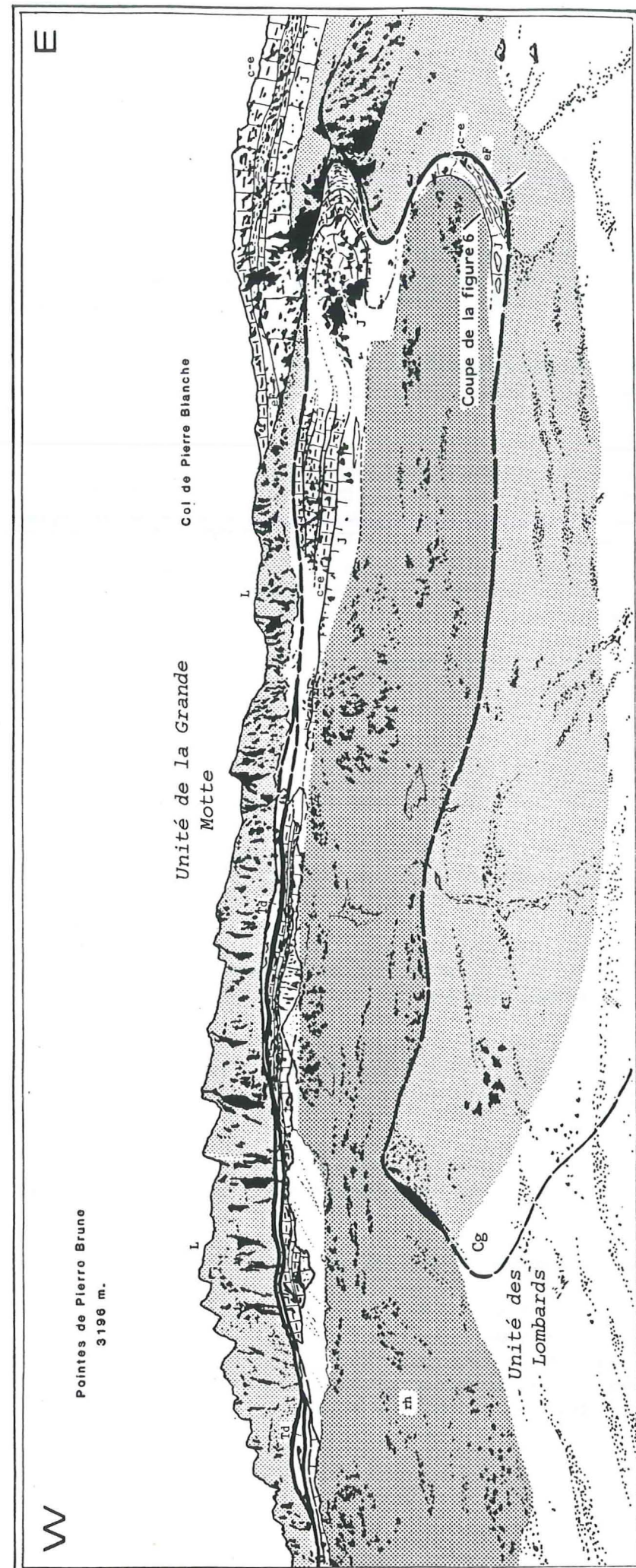


Fig. 5 : L'enveloppe métasédimentaire des Rochers de Pierre Brune vue depuis la ferme du Mourre de la Bourgeat (vallée de la Rocheure).

Cg : cargneules.

- eF : Schistes de Pralognan (Eocène)
 c-e : Marbres chloriteux (Crétacé supérieur-Eocène inf.)
 J : marbres clairs (Malm)
 L : calcschistes et marbres sombres à zones siliceuses (Lias)
 Td : dolomies (Trias)
 rh : schistes cristallins (Paléozoïque)

a- La série de l'unité des Lombards.

1°/- Présentation.

Les schistes cristallins qui affleurent à la base des Pointes de Pierre Brune (aux Rochers de Pierre Brune et aux Côtes de la Leisse ; cf carte géologique) se prolongent en continuité cartographique d'une part sur l'autre rive de la Rocheure, dans la région à l'Est du Plan du Lac et d'autre part, sur l'autre rive de la Leisse, à la base sud-est de la Grande Casse. Ils chevauchent les lambeaux de couverture carbonatée du Plan du Lac et les écaillles permienne de la région d'Entre-deux-Eaux. Aux Rochers de Pierre Brune et à la base sud-est de la Grande Casse, ces schistes cristallins sont enveloppés par des termes de couverture carbonatée particuliers, distincts de ceux des écaillles de type Val d'Isère ou de l'unité de la Grande Motte qui les recouvrent tectoniquement (fig. 4).

2°/- Les observations lithostratigraphiques.

2.1. Les coupes du secteur des Rochers de Pierre Brune.

- La coupe du lieu-dit "Les Lombards" - vallée de la Rocheure (fig. 6).

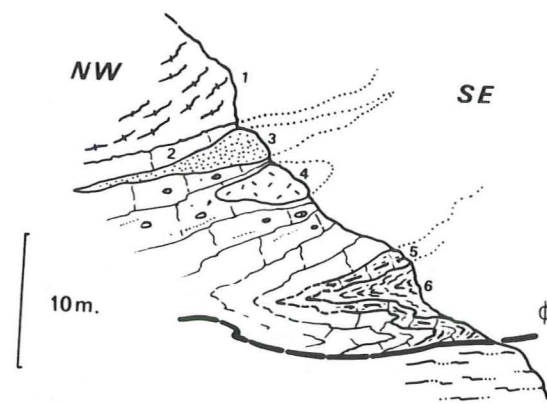


Fig. 6 : La coupe du lieu-dit "Les Lombards".

- 1: Schistes cristallins (Paléozoïque);
 2: Marbres clairs homogènes (Dogger supérieur ? - Malm); 3: lentille quartzitique; 4: éléments de dolomie;
 5: Marbres chloriteux; 6: Schistes noirs pélitiques du type "Schistes de Pralognan"; 7: Lias de l'unité de la Grande Motte.

Ici, les termes de couverture se présentent sous les schistes cristallins et plissés avec eux, dans un flanc inverse de grand pli couché à coeur de paléozoïque (fig. 5).

En contact franc avec les schistes cristallins, sans zone mylonitique ou cisaillement important, on observe des marbres gris clairs présentant des faciès classiquement attribués en Vanoise au Malm, voire p.p. au Dogger supérieur (Callovien) (Ellenberger, 1958 ; Raoult et al., 1984 ; Jaillard, 1984 et 1985 ; Broudoux, 1985). Ceux-ci moulent parfaitement les irrégularités et infiltrent de petites fissures dans les schistes cristallins. Ces marbres présentent, à proximité des termes paléozoïques, de nombreux éléments de dolomie centimétriques à plurimétriques, ainsi que de nombreuses passées détritiques siliceuses et phylliteuses d'épaisseur centimétrique. On peut également observer une intercalation lenticulaire, de longueur décimétrique et d'épaisseur métrique, constituée de quartzites blancs rubanés et phylliteux, par endroits légèrement carbonatés ; celle-ci représente, très probablement, un ancien chenal gréseux déritique. Ces marbres passent en continuité stratigraphique à des Marbres chloriteux verdâtres, puis à des schistes noirs pélitiques légèrement calcaireux du type Schistes de Pralognan.

Cette succession stratigraphique correspond à une séquence briançonnaise classique, s'étageant du Jurassique à l'Eocène, dans laquelle, au-dessus des marbres du Dogger supérieur - Malm, les Marbres chloriteux représenteraient le Crétacé supérieur - Eocène inférieur et les schistes noirs l'Eocène.

L'ensemble est tronqué sommitalement par un contact anormal le long duquel on voit apparaître latéralement des cargneules ; celui-ci met en contact cette série avec des calcschistes et des marbres sombres à zones siliceuses appartenant à l'unité de la Grande Motte (fig. 5).

- Autres coupes du secteur des Rochers de Pierre Brune.

La série décrite, ci-dessus, se suit sur tout le pourtour des Rochers de Pierre Brune selon des modalités identiques ; en effet, les marbres détritiques à éléments dolomitiques sont associés systématiquement aux Schistes cristallins et passent en continuité aux Marbres chloriteux puis aux Schistes de Pralognan.

Au lieu-dit "Les Clochetons", cette disposition est localement compliquée par des cisaillements locaux associés à de minces mylonites recristallisées qui peuvent recouper les Marbres chloriteux sus-jacents.

2.2. Les coupes de la base sud-est de la Grande Casse.

Elles intéressent les deux pointements rocheux situés vers 2400m. On y rencontre des marbres clairs homogènes attribuables au Dogger supérieur - Malm, identiques à ceux qui constituent la première enveloppe sédimentaire des Rochers de Pierre Brune. Ils sont ici en contact avec des quartzites verts phylliteux, à galets de quartz verts et des quartzites blancs francs à passées phylliteuses verdâtres (faciès du Permo-Trias, voire du Werfénien en contact stratigraphique avec les schistes cristallins dominant le pont de Croë-vie).

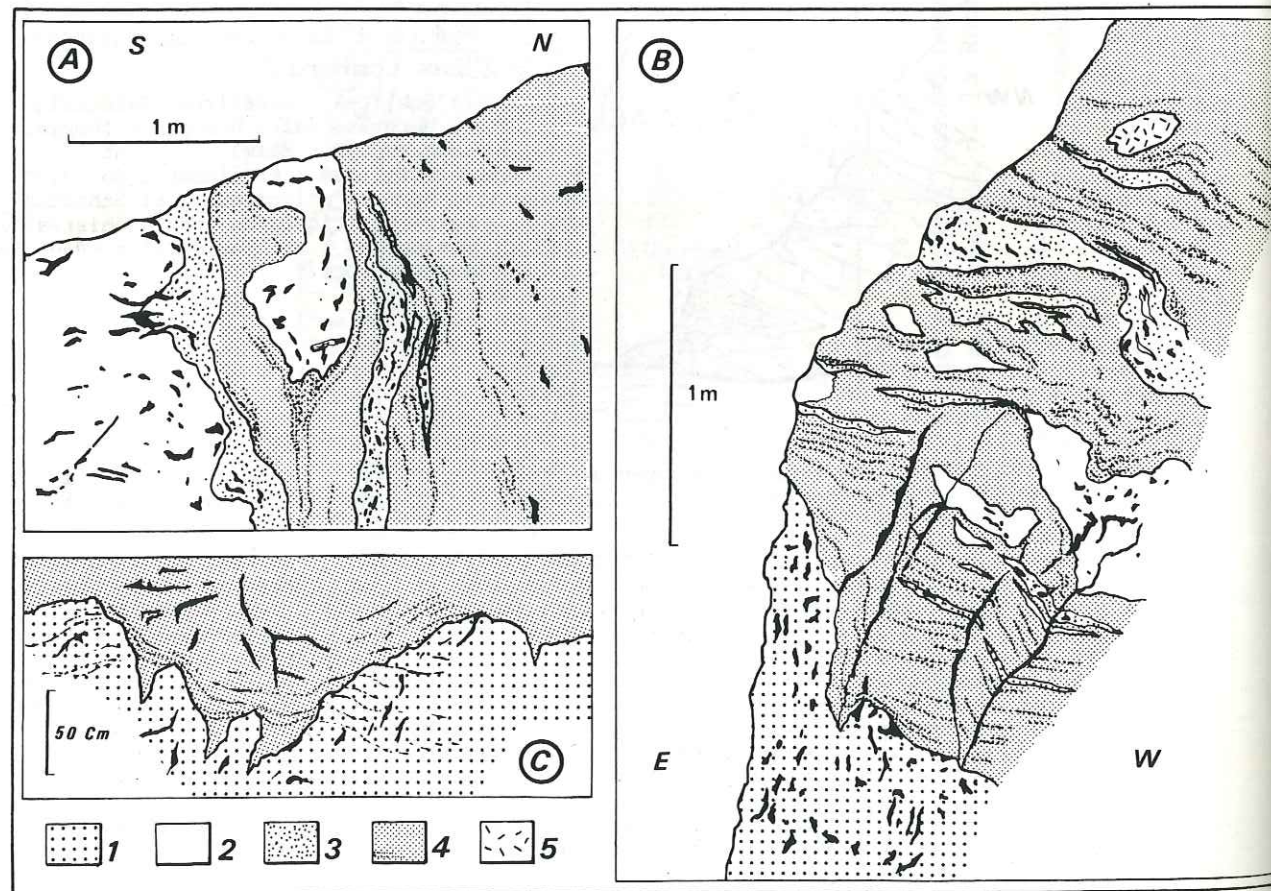


Fig. 7 : Quelques exemples des modalités du contact du substratum siliceux permo-triasique et werfénien avec les marbres clairs homogènes à la base sud-est de la Grande Casse.

A: Pointement sud-ouest ; B et C: Pointement nord-est. 1: Quartzites francs et quartzites phylliteux verts ; 2: Marbres clairs homogènes à zones siliceuses ; 3: Lits de quartzites "reconstitués" ; 4: éléments de quartzites ; 5: éléments dolomitiques.

- Le pointement sud-ouest (fig. 7A) permet d'observer des quartzites francs, à interlits phylliteux verdâtres (Permo-Trias ou Werfénien), recouverts et ravinés par des niveaux quartzitiques rubanés légèrement carbonatés, passant progressivement aux marbres gris clairs à patine blanchâtre attribuables au Malm. Ces marbres présentent dans leurs premiers mètres d'abondantes zones siliceuses évoluant depuis des passées siliceuses jusqu'à de véritables bancs quartzitiques. On peut y observer également de petits galets dolomitiques, ainsi que de véritables éléments de quartzites francs de dimensions millimétriques à plurimétriques.

- Le pointement nord-est (fig. 7B et C) montre également des marbres à niveaux détritiques siliceux. Ils reposent ici en continuité sur des quartzites francs à interlits phylliteux verts et sur des quartzites sériciteux verdâtres à petits fragments quartziteux (faciès ordinaires du Permo-Trias). On y rencontre de nombreux éléments décimétriques, anguleux ou arrondis, de quartzites et de dolomies (fig. 7b). Localement ces marbres combient des fentes décimétriques au sein du substratum siliceux. L'hypothèse d'infiltrations liées à un fluage symmétamorphique des marbres lors des déformations alpines paraît exclue ; en effet les passées détritiques siliceuses des marbres ne participent pas à ces infiltrations (fig. 7C). Ce dispositif est très probablement d'origine sédimentaire.

3°/- Conclusions sur la série de l'unité des Lombards.

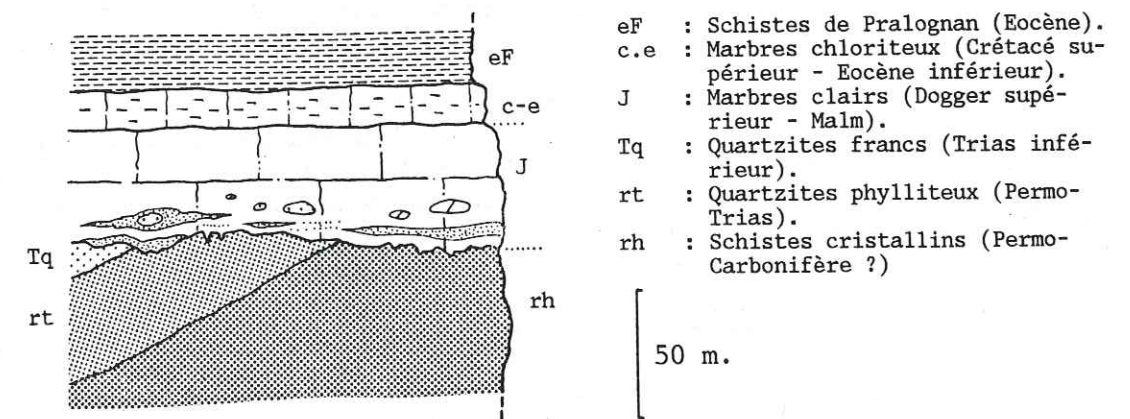


Fig. 8 : Colonne lithostratigraphique synthétique de l'unité des Lombards.

Les observations précédentes permettent de considérer la première enveloppe sédimentaire des schistes cristallins des Rochers de Pierre Brune et de la base sud-est de la Grande Casse comme la couverture originelle de ce substratum paléozoïque et werfénien *pro-parte*.

En effet, aux endroits où le contact couverture-substratum siliceux est visible, celui-ci présente, à des cisaillements locaux près, l'aspect d'un contact manifestement stratigraphique, avec des figures de ravinements conservées. Nulle part on n'observe d'évidence de décollement significatif (cargneules, gypses, mylonites importantes, etc ...).

De plus, cette série apparaît comme un fin tégument homogène, toujours associé aux schistes cristallins du secteur Rochers de Pierre Brune - base sud est de la Grande Casse ; elle est, en revanche, surmontée tectoniquement par diverses unités (unités de type Val d'Isère et unité de la Grande Motte). Au sein même de cette série, ce sont constamment les marbres du Dogger supérieur - Malm qui s'associent cartographiquement à ce substratum siliceux. Or, ailleurs en Vanoise on ne connaît pas de surface

de décollement généralisé à la base de telles formations ; citons par exemple les coupes de Bellegarde, des Pointes du Chatelard et du secteur du Manchot où elles demeurent adhérentes dans les "pires" conditions tectoniques (cf. infra).

Cette série se caractérise aussi par la présence constante d'éléments dolomitiques ou siliceux remaniés à la base des marbres du Dogger supérieur - Malm. Ces niveaux présentent donc des caractères de conglomérats de base polygéniques. Ceci en fait d'ailleurs l'originalité par rapport aux autres unités qui la chevauchent. En effet, tant dans les unités de Val d'Isère que dans l'unité de la Grande Motte on ne rencontre pas de tels niveaux ; il serait donc problématique de vouloir leur rattacher la série décrite ici.

Par ailleurs, la présence d'éléments de séries siliceuses remaniés dans les brèches polygéniques du Dogger supérieur des unités de "Val d'Isère" (cf. infra) et d'un détritisme quartziteux dans le Dogger de Vanoise occidentale (Ellenberger, 1958) sont des arguments indirects pour envisager que certaines parties du domaine Briançonnais interne aient été érodées jusqu'à leur substratum siliceux antérieurement au Malm. Implicitement, des séries du type décrit ci-dessus s'inscrivent harmonieusement dans ce contexte général.

* Des séries comparables ont récemment été décrites dans l'unité immédiatement voisine au Sud-Ouest du Plateau de la Réchasse et dans l'unité de l'Epéna (Raoult et al., 1984 ; Broudoux, 1985). L'existence de domaines affectés par de fortes érosions au début du Jurassique est donc un fait assez fréquent dans le Briançonnais de Vanoise.

b- Les séries des unités de type Val d'Isère.

1°/- Présentation.

Dans ce travail on a repris le terme d'unités de type "Val d'Isère" utilisé par Marion (1984), lui-même inspiré du terme "Val d'Isère-Ambin" d'Ellenberger (1958), pour caractériser un ensemble d'unités où les dépôts post-liasiques sont, de manière générale, transgressifs sur les Carbonates de plate-forme du Trias moyen et supérieur mais où il semble cependant exister, très localement, des niveaux liasiques peu épais. Cet ensemble d'unités se caractérise également par des termes post-liasiques très réduits et en particulier dépourvus de mégabréches au Crétacé supérieur par opposition aux unités de type Calabourdane ou de type des Fours (cf. §11, Ch. I, B, I, b, 4 et 5) ; on accordera donc ici, à cet ensemble d'unités, une importance plus restreinte que celle qui lui est attribuée dans les travaux antérieurs intégrant par exemple l'unité de la Tsanteleina présentant de telles brèches.

Cet ensemble d'unités est bien représenté dans la région de Val d'Isère (Marion, 1984) ; on le retrouve également disséminé plus au Sud et au Sud-Ouest, notamment à l'épaule sud de la Grande Casse, à la base des Pointes de Pierre Brune, au Plan des Nettes, dans le Vallonbrun et dans la fenêtre de Lanslebourg.

2°/- Les observations stratigraphiques.

2.1. Les quartzites (Trias inférieur).

Sur le terrain étudié ils se présentent en grandes masses généralement déformées avec les formations calcaréo-dolomitiques du Trias moyen ou supérieur. Ils affleurent largement dans les environs de Val d'Isère (Le Joseray, La Roche Blanche, La Forêt du Fornet, La Roche des Fours, Le Plan des Fours). On les retrouve également dans la fenêtre de Lanslebourg et dans une petite fenêtre immédiatement au Nord de Lanslevillard. Ils présentent le faciès de quartzites francs à grains fins, plus ou moins micacés, apparaissant en grandes dalles, d'épaisseur irrégulière, séparées par de minces interlits phylliteux. Ils offrent des couleurs blanches ou vert-clair, localement pourprées. On peut y observer par endroits des stratifications obliques ou plus rarement des ripple-marks ; de telles structures sédimentaires sont facilement observables dans les éboulis du lieu-dit "Sur le Piche" au Sud de la cascade du Manchot (chemin carrossable).

Sur le terrain étudié les quartzites du Trias inférieur des unités de Val d'Isère sont systématiquement décollés de leur substratum paléozoïque ; cependant, à la Tête de l'Arollay, ils présentent encore, à leur base stratigraphique, quelques mètres de niveaux attribués au Permo-Trias (micaschistes quartzitiques et quartzites verts micacés à galets de quartz) ; le passage se fait de manière continue mais rapide par diminution progressive des éléments de quartz détritiques.

Aux endroits où ces quartzites sont en contact avec les carbonates de plate-forme du Trias moyen cela paraît, en tous points, se produire selon un contact anormal. Néanmoins, immédiatement au Nord du secteur d'étude (Tunnel du Franchet) les quartzites de la Reculaz passent en continuité stratigraphique, par l'intermédiaire de schistes noirs quartziteux, aux dolomies noires et calcaires vermiculés à *Danocrinus* de la base de l'Anisien, c'est-à-dire sans l'intermédiaire d'un éventuel niveau gypsifère inférieur (Marion, 1984).

2.2. Les carbonates de plate-forme (Trias moyen et supérieur).

2.2.1. Le Trias moyen.

Sur le terrain étudié, les formations du Trias moyen se développent largement au Sud-Ouest de Val d'Isère dans la région du Rocher de Bellegarde, du Rocher du Charvet et du Mont-Roup. On les retrouve également bien développées dans la fenêtre de Lanslebourg. Malgré les complications structurales, la compétence mécanique importante de ces formations a permis de préserver des coupes stratigraphiques continues sur des épaisseurs de l'ordre de plusieurs centaines de mètres.

On peut distinguer, dans ces formations, plusieurs unités lithologiques, à savoir, dans l'ordre stratigraphique :

- des marbres rubanés ;
- des dolomies et des marbres sombres ;

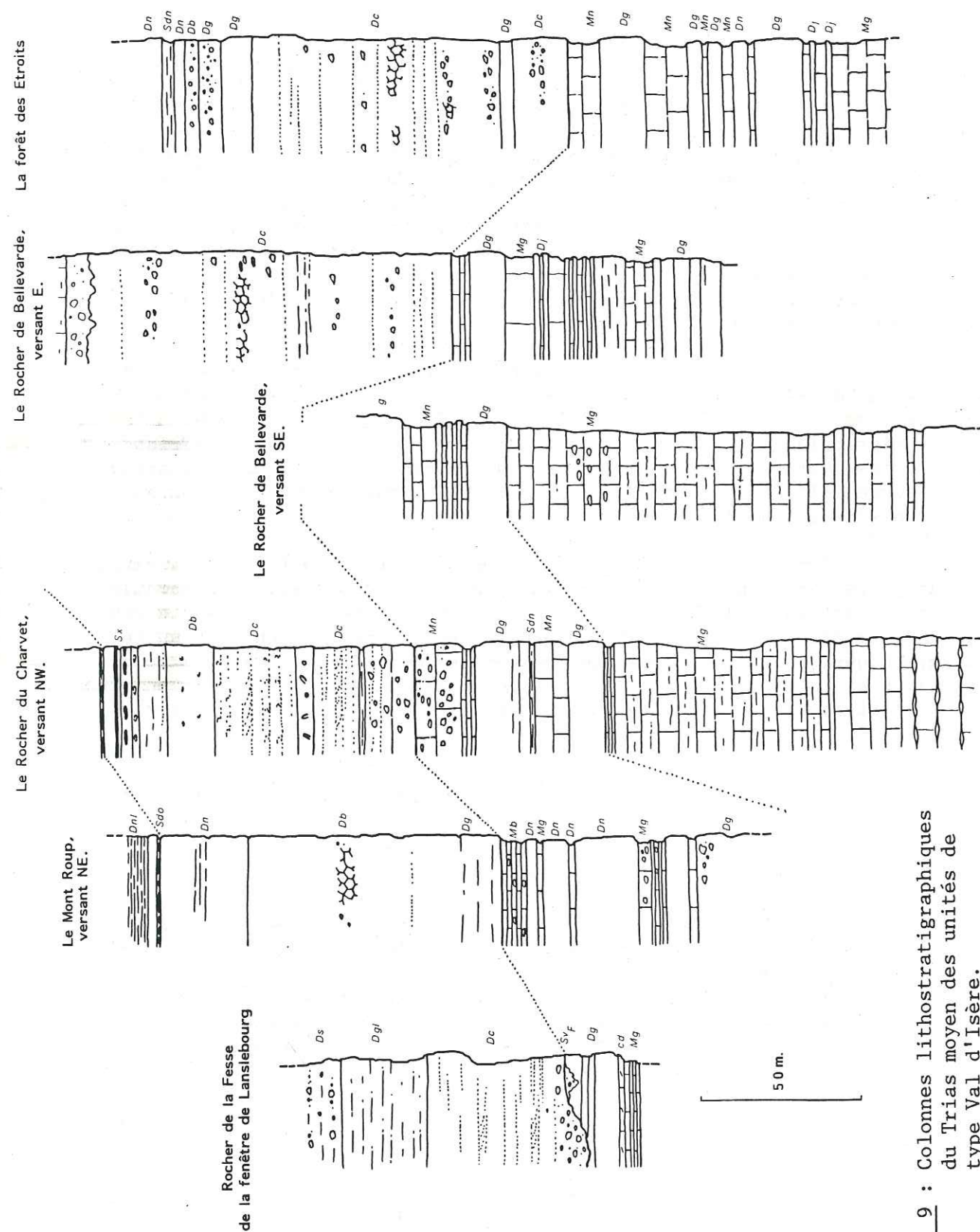


Fig. 9 : Colonnes lithostratigraphiques du Trias moyen des unités de type Val d'Isère.

Ds: dolomies schisteuses; Dg: dolomies grises; Dgl: dolomies grises litées; Dc: dolomies claires; Dn: dolomies blanches; Dn: dolomies noires; Dj: dolomies jaunes; cd: calcaires dolomitiques; Mn: marbres gris; Mg: marbres noirs; Mb: marbres gris; Mb: marbres noirs; Sdn: schistes dolomitiques noirs; Sdo: schistes dolomitiques orangés; Sv: schistes verdâtres ferugineux.

- des dolomies cendrées ;
- des dolomies et des schistes dolomitiques noirs.

1. Les marbres rubanés.

Ils sont bien représentés au Rocher du Charvet (versant nord-ouest) et au Rocher de Bellevarde (versant sud-est ; cf. fig. 10) ou leur épaisseur est d'une centaine de mètres. Il s'agit de marbres gris rubanés de minces bandes dolomitiques. On y rencontre fréquemment de petits oolithes dolomitiques ou des éléments dolomitiques blancs. Ces derniers, sur le versant sud-est de Bellevarde, atteignent des dimensions métriques. On rencontre, vers la base stratigraphique de ces marbres, quelques bancs de dolomies à patine blanche, tandis que vers leur sommet ils apparaissent plus sombres et schistés, avec des rubans noduleux dolomitiques. Localement (Bellevarde) ils prennent un aspect bioturbé (faciès "vermiculés"). Au Charvet, ils s'enrichissent dans leur partie médiane en niveaux schisteux bruns micacés. Ils présentent également par endroits une légère coloration verte ou rose. Sur le flanc sud-est du Rocher de Bellevarde, ces marbres fournissent des gastéropodes et des diplopores (Niemeyer, 1979).

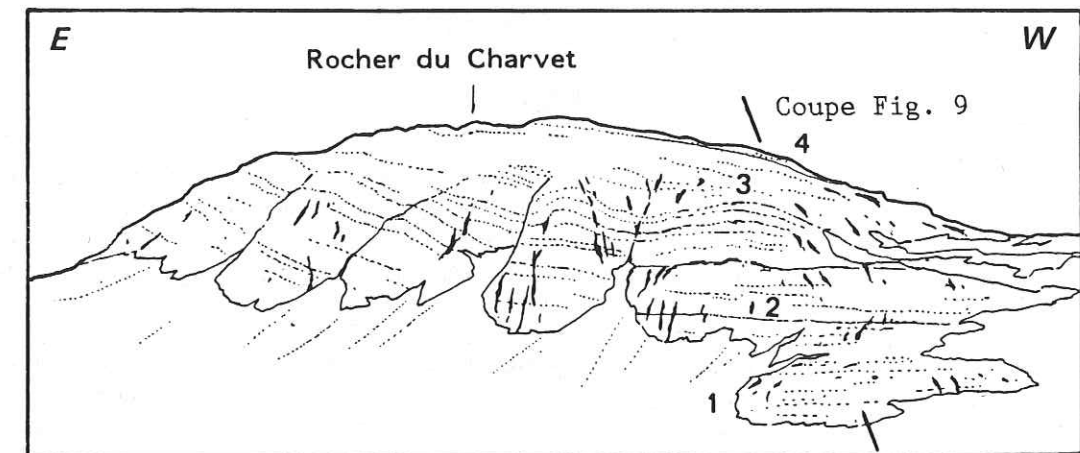


Fig. 10 : Panorama du Rocher du Charvet, vu depuis le Rocher de Bellevarde.

1: Marbres rubanés ; 2: Dolomies et marbres noirs ; 3: Dolomies cendrées ; 4: dolomies brunes.

2. Les dolomies et marbres noirs.

Cette formation est caractérisée par des alternances de marbres gris à noirs, parfois fétides, et de dolomies se présentant soit en petits bancs généralement jaunes, soit en bancs plus épais généralement gris, plus ou moins sombres. On y rencontre de fréquents niveaux bréchiques, des ravinements et des micro-failles syn-sédimentaires. Au Mont Roup on rencontre dans les marbres quelques gastéropodes mal conservés.

3. Les dolomies cendrées.

Il s'agit de dolomies, farineuses au toucher, montrant un fin rubanement constitué d'alternances, centimétriques à décimétriques, de niveaux blanchâtres et de niveaux gris plus ou moins sombres. Ce rubanement est fréquemment perturbé ; on rencontre, en effet, assez souvent des stratifications obliques et des structures sigmoïdes. Certains niveaux présentent un fin mouchetage dolomitique blanc. Des remaniements bréchiques intraformationnels s'observent fréquemment dans ces dolomies ; en particulier certains niveaux massifs peuvent latéralement se bréchifier en éléments anguleux centimétriques à décimétriques supportés par une matrice dolomitique jaunissante (Rocher de Bellegarde, Forêt des étroits, Rocher de la Fesse de la fenêtre de Lanslebourg). Au Rocher de la Fesse, de telles dolomies bréchiques reposent en ravinement, sur les dolomies et marbres noirs sous-jacents, par l'intermédiaire d'un niveau schisteux vert siliceux et de concentrations ferrugineuses (niveau d'émersion ?).

Dans la partie médiane de cette formation on note au Rocher du Charvet, la présence d'un gros banc dolomitique blancs pétri de diplopores (Niemeyer, 1979).

4. Les dolomies brunes.

Cette formation n'est représentée que dans l'unité du Rocher du Charvet (au Charvet même et au Mont Roup) et dans l'unité de la forêt des Etroits. Son épaisseur conservée n'est que de quelques dizaines de mètres, son sommet étant tronqué tectoniquement par les cargneules et les gypses de la base de la klippe de la Sana.

Elle débute par un lit de schistes dolomitiques orangés ou rosés (niveau d'émersion ?). Viennent ensuite des bancs de dolomies sombres à patine brune dans lesquelles on note, au Rocher du Charvet, un niveau à silex noirs. C'est probablement dans ces dolomies, dans l'unité de la Forêt des Etroits, qu'Ellenberger (1958, p. 194) a récolté *Myophoria goldfussi* ; ces dolomies alternent avec des lits de schistes dolomitiques noirs.

* Conclusions sur le Trias moyen.

Les différentes unités faciologiques distinguées dans les dépôts du Trias moyen présentent des caractères de séquences sédimentaires transgressives vers leur base, régressives vers leur sommet. Ces séquences peuvent être aisément corrélées avec celles généralement distinguées dans les formations du Trias moyen des Alpes occidentales et, plus particulièrement, du domaine Briançonnais s.l.

On peut ainsi comparer :

- Les marbres rubanés à la séquence 5 du cycle II de Baud et Mégard-Galli (1975) et Mégard-Galli et Baud (1977) - Les "Calcaires rubanés" du Briançonnais - (Anisien supérieur et Ladinien inférieur).

- Les dolomies et marbres noirs à la séquence 6 du cycle II (ib.) - les "Dolomies noires" du Briançonnais - (Ladinien inférieur).
- Les dolomies cendrées à la séquence 7 du cycle II (ib.) - les "Dolomies blanches" du Briançonnais - (Ladinien supérieur).
- Les dolomies et schistes dolomitiques noirs à la séquence 8 du cycle III (ib.) - les "Dolomies grises" du Briançonnais - (Ladinien supérieur).

Ces corrélations sont en accord avec les découvertes paléontologiques effectuées dans ces formations.

Remarquons enfin que nous n'avons pas réussi, sur le terrain étudié, à identifier de séquences attribuables sans ambiguïté à l'Anisien inférieur.

2.2.2. Le Trias supérieur.

Le Trias supérieur est représenté, en différents endroits du secteur étudié. Il existe notamment dans les unités de type Val d'Isère, où le Norien a pu être daté paléontologiquement (Ellenberger, 1958, p. 234). Ainsi, implicitement, se pose, dans ces unités, le problème de l'existence et de la mise en évidence du Carnien, par ailleurs présumé en plusieurs points de Vanoise (Mégard-Galli et Baud, 1977 ; Jaillard, 1984 ; Broudoux, 1985).

* Le problème de l'existence du Carnien.

A la Roche des Fours, immédiatement au Sud de la Cascade du Manchet, et aux Roches Blanches on rencontre des séquences calcaréo-dolomitiques aux caractères assez particuliers.

Il s'agit, pour l'essentiel, de dolomies grises ou noires, à patine blanchâtre ou brune, très fréquemment bréchiques. Les éléments sont essentiellement mono-dolomitiques, et de couleur gris-clair à gris-foncé ; ils présentent souvent de petits granules millimétriques blancs. La matrice est généralement d'un gris plus clair que les éléments, parfois un peu jaune. Ces dolomies montrent fréquemment des interstratifications de schistes noirs pélitiques, plus ou moins chargés en venues quartzo-feldspathiques grises ou vertes. Ces niveaux sont localement bréchiques avec des éléments poly-dolomitiques gris ou bruns et parfois des éléments centimétriques de marbres gris. A la Roche des Fours et surtout aux Roches Blanches, on rencontre, alternant avec ces dolomies des niveaux de marbres rubanés gris clair ou blancs. Aux Roches Blanches ces marbres atteignent une cinquantaine de mètres d'épaisseur. Ces formations pourraient être comparées à certains niveaux datés du Trias moyen, notamment les marbres rubanés et les dolomies cendrées bréchiques (cf. supra). Cependant, dans ces derniers, les niveaux de brèches sont moins développés et jamais polygéniques et de plus on n'y rencontre jamais d'interstratifications de schistes ou de grès quartzo-feldspathiques ou d'association aussi étroite entre niveaux de dolomies bréchiques et niveaux de marbres.

L'attribution de ces formations au Carnien ou au Norien inférieur pourrait être envisagée dans la mesure où :

- d'une part, au cas où il ne s'agirait effectivement pas de Trias moyen, elles seraient nécessairement plus récentes, les termes anté-anisiens étant exclusivement siliceux ;
- d'autre part, ces formations sont systématiquement absentes des séries post-noriennes ; elles diffèrent en particulier notablement des brèches du Dogger supérieur (cf. § 2.4.). Elles seraient donc antérieures aux dolomies blondes du Norien. D'ailleurs, au verrou inférieur du Plan des Nettes, à la base stratigraphique des dolomies datées du Norien on relève la présence de niveaux qui sont assez semblables aux formations en question (cf. infra).

Des formations de ce type, datées paléontologiquement du Carnien, sont par ailleurs connues dans des secteurs plus externes du domaine briançonnais (Mégard-Galli, 1972).

Un tel âge est de plus accrédité par la découverte de vestiges de plantes immédiatement au Sud de la Cascade du Manchet (Ellenberger, 1958, p. 230). Les quelques microfossiles découverts dans la matrice schisteuse noire des brèches, au Sud de la Cascade du Manchet (fig. 16) ne permettent hélas pas, en l'absence de déterminations spécifiques, de préciser cet âge : microgastéropodes (1), *Glomospira* sp. (2), *Glomospirella* ? (2) et diverses sections de microfossiles indéterminables (Pl. 1).

De nouvelles recherches, notamment de meilleures sections de foraminifères, devraient pouvoir trancher définitivement sur l'âge de ces niveaux.

* Le Norien.

Le Norien des unités de Val d'Isère a été caractérisé paléontologiquement par *Worthenia* du groupe *contabulata* au Plan des Nettes (Ellenberger, 1958, p. 234). Il s'agit de dolomies claires litées en gros bancs, à patine généralement jaune (Dolomies blondes). Elles présentent quelques intercalations de schistes gris ou verts qui, comme celles plus abondantes du sommet du Norien de l'unité de la Grande Motte, représenteraient des niveaux argilitiques ou peut-être, en partie, des méta-cinéritiques (cf. § c.2.1.).

Au verrou inférieur du Plan des Nettes, vers la base stratigraphique de ces dolomies, s'observent des dolomies noires et grises,

(1) déterminations R. Wernli (Université de Genève).

(2) déterminations R. Wernli et L. Zanninetti (ib.).

à niveaux de brèches intraformationnelles et à intercalations de schistes noirs bréchiques à éléments polydolomitiques. Ces niveaux sont attribuables au Norien inférieur, voire au Carnien (cf. supra). Des niveaux identiques se retrouvent à l'épaulé sud de la Grande Casse. Des dolomies blondes, probablement noriennes, faisant partie intégrante de lambeaux de séries de type Val d'Isère, se rencontrent (traînées dans la semelle tectonique de l'unité de la Grande Motte), à la base des Pointes de Pierre Brune et des Rochers du Turc (fig. 4). On en retrouve également dans des écaillles au sein des "Schistes lustrés" dans le Vallonbrun (cf. § 2.4.2.3.).

A la base des Rochers du Turc on rencontre, au-dessous de ces dolomies blondes, des bancs de dolomies sombres qui peuvent être attribués à la base du Rhétien par comparaison avec ceux de l'unité de la Grande Motte (cf. § c.2.2.).

2.3. Le Lias.

Le Lias a été caractérisé paléontologiquement dans les unités de type Val d'Isère au Plan des Nettes. Cependant, à cet endroit, il est probablement remanié dans une brèche plus récente (cf. infra).

Sur le terrain étudié, sa présence a été à plusieurs reprises envisagée au Cairn du Bois de la Balme (Ellenberger, 1958, p. 268 ; Niemeyer, 1979 ; Marion, 1984) au sein d'une petite écaille tectoniquement intercalée entre les unités de Bellegarde et de la Forêt des Etroits, elles-mêmes constituées essentiellement de terrains calcaréo-dolomitiques du Ladinien (cf. supra). Cette écaille renferme des marbres gris à éléments figurés blanchâtres qui évoquent des polypiers et des lamellibranches. Ces niveaux, par leur faciès, semblent devoir être attribués au Rhétien-Hettangien. On y rencontre également des marbres gris schistosés rubanés de bandes dolomitiques et des calcschistes sombres siliceux qui peuvent être attribués au Lias post-Hettangien.

2.4. Les terrains post-liasiques.

2.4.1. Une coupe type des termes post-liasiques des unités de Val d'Isère au Plan des Nettes.

Le Plan des Nettes est certainement un des sites géologiques les plus célèbres du massif de la Vanoise. C'est ici que Termier (1891) puis Kilian et Termier (1906) proposèrent pour la première fois l'existence de la "nappe des Schistes lustrés" mise en évidence par le recouvrement des "Schistes lustrés" de la Sana sur les terrains à faciès briançonnais du verrou amont du Plan des Nettes. C'est également le site des célèbres découvertes de fossiles de Kilian (1905), Kilian et Termier (1906), Boussac (1913) et Gignoux (1924), qui contribuèrent à mettre en évidence le Jurassique en Vanoise, et enfin d'Ellenberger (1958, p. 233-237) qui put dater le Norien, le Sinémurien et le Tertiaire.

1. Les brèches polygéniques du Plan des Nettes.

* Verrou aval - partie occidentale (fig. 11 et 12, Coupe 1).

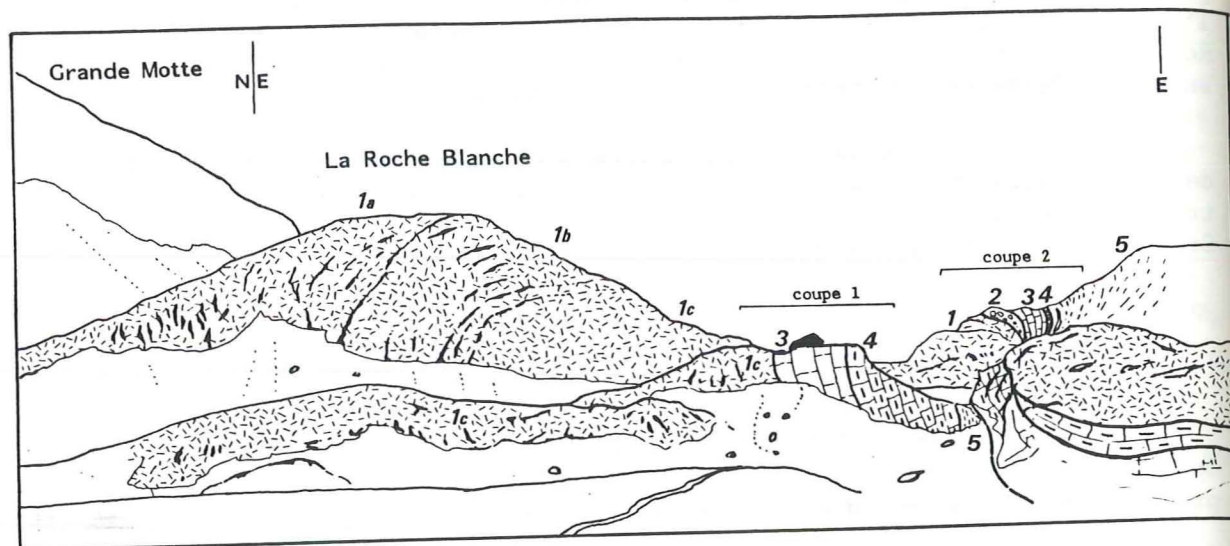


Fig. 11 : Panorama du verrou aval du Plan des Nettes depuis le Plan de la Gasta.

1: Dolomies noriennes, datées à leur sommet en rive gauche de la Leisse par *Worthenia* du groupe *contabulata* (Ellenberger, 1958, p. 234) ; 1a: un ensemble de bancs de dolomies noires, à patine grise, avec des intercalations de schistes noirs bréchiques à éléments de dolomies noires ; 1b: un ensemble de bancs de dolomies grises à beiges bréchiques, à éléments de dolomies grises ; 1c: bancs de dolomies blondes à interlits schisteux verts ou gris ; 2: Brèches polygéniques (Dogger supérieur) ; 3: Marbres clairs homogènes (Malm) ; 4: Marbres chloritiques avec localement des encroûtements ferro-phosphatés à leur base (Paléocène-Eocène inférieur) ; 5: Schistes de Pralognan (Eocène).

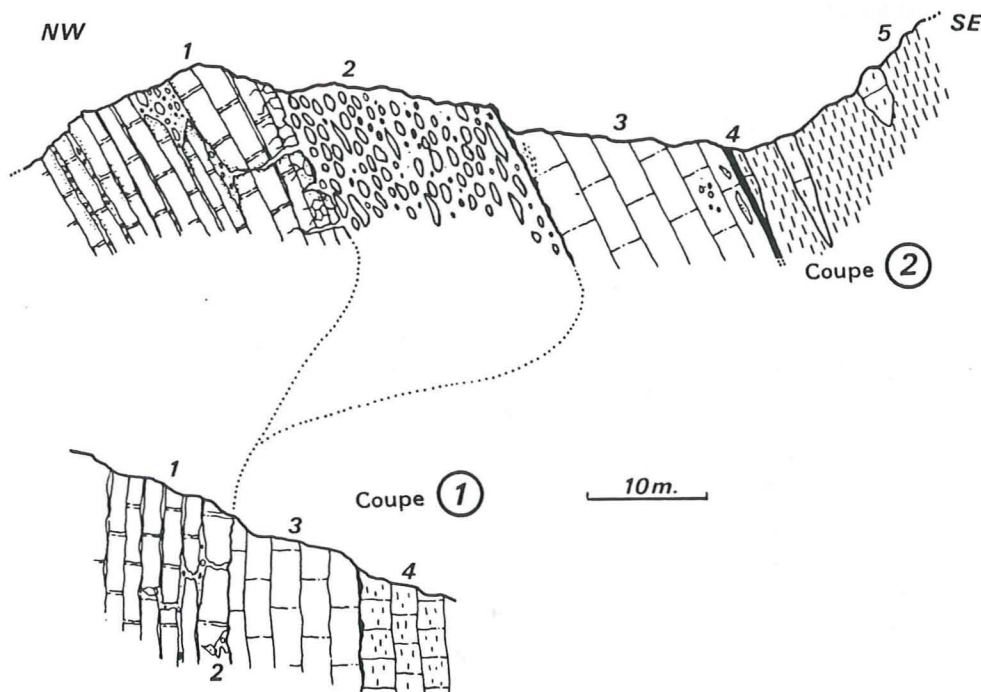


Fig. 12 : Coupes du verrou aval du Plan des Nettes. Coupe 1: rive droite. Coupe 2: rive gauche de la Leisse. (Même légende que la figure précédente).

En rive droite de la Leisse, aux environs immédiats du refuge, on peut observer des marbres clairs homogènes attribuables au Malm venir reposer, par un contact ravinant, directement sur les dolomies noriennes de la Roche Blanche du verrou aval du Plan des Nettes.

Au sein des dolomies noriennes, on observe des niveaux de brèches particuliers, différents de ceux qui sont intercalés vers leur base stratigraphique (décrits dans ce chapitre au § A.II.b.2.2.2). Ces brèches traversent les bancs dolomitiques ou s'insinuent entre eux et sont scellées par les marbres du Malm. Elles sont donc post-noriennes et anté-Malm. Elles se retrouvent dans la partie orientale du verrou aval où elles seront décrites et où il sera plus facile de préciser leur âge.

* Verrou aval - partie orientale (fig. 11 et 12, Coupe 2).

En rive gauche de la Leisse, on voit apparaître entre les dolomies noriennes et les marbres clairs homogènes (Malm) des niveaux de brèches qui s'épaississent vers l'Est (fig. 12).

A leur base, ces brèches s'infiltrèrent profondément dans les bancs de dolomies noriennes qui sont eux-mêmes de plus en plus dissociés vers leur toit. Ces infiltrations sont identiques à celles de la rive droite (cf. supra). Les dolomies sont brunies au contact de ces remplissages.

. Les éléments des brèches du Plan des Nettes sont polygéniques ; leur taille varie de l'échelle du millimètre à, pour certains, des dimensions plurimétriques. On y rencontre :

- * dans les passées siliceuses de petits fragments quartzitiques (éléments de quartzites werféniens ?) ;
- * quelques éléments de schistes noirs, parfois bréchiques à éléments de dolomies sombres (Carnien ou Norien inférieur ?) ;
- * de fréquents éléments de marbres gris plus ou moins foncé, parfois siliceux, triasiques et/ou liasiques (cf. infra, verrou amont).

Une lentille de marbre sombre hématitique a fourni de nombreux fossiles oolithisés (1) : plaques d'échinodermes, mollusques, miliolles, entroques, piquants d'oursins, gastéropodes, coraux et des foraminifères dont *Lenticulina* sp., *Trocholina* ?, *Trocholina* ou *Involutina*, *Involutina* ? (4 fois) ; *Planinvoluta* ? (2 fois) (Pl. 1). Cette association circalittorale ne permet pas d'attribuer un âge précis dans l'intervalle Trias supérieur - Pliensbachien (2).

* De nombreux éléments dolomitiques de couleurs variées : beige clair (dolomies blondes), noire, gris plus ou moins foncé ; ceux-ci sont parfois eux-mêmes bréchiques. Ils proviennent vraisemblablement de dolomies noriennes mais également en quantité importante, de dolomies du Rhétien-Hettangien. En effet, on y rencontre assez fréquemment des fragments de dolomies à lumachelles ou de dolomies oolithiques qui sont assez caractéristiques du Rhétien (cf. II Partie, Ch.II, §A.II.c.2.). Certains contiennent des formes attribuables au genre *Glomospirella* ? (3).

Certains éléments dolomitiques de couleur jaune clair à blanche ne sont pas attribuables au Trias ou à l'Hettangien. Il s'agit de dolomicrites algaïres présentant des figures de dessiccation caractéristiques de milieu intertidal (3) à algal mat (3), ostracodes lisses (3), gastéropodes (3), *Theelia* (3) ? (sclérite d'holothurie), *Cayeuxia* (3) du Jurassique. Ailleurs sur le terrain étudié, nous n'avons nulle part rencontré la formation mère dans sa position stratigraphique originelle. Ces dolomies apparaissent toutefois similaires aux micrites et dolomies à Ostracodes du Bathonien su-

- (1) Détermination R. Wernli.
- (2) Etant donné les caractéristiques de ces marbres, il paraît assez improbable qu'il puisse s'agir de niveaux du Trias supérieur ou de l'Hettangien ; il s'agirait donc plus probablement du Sinémurien ou du Pliensbachien.
- (3) Détermination R. Wernli.

périeur de la région de Briançon ; elles seraient ainsi contemporaines du début de la transgression marine dans le domaine briançonnais (de Graciansky et Mercier, 1976 ; Mercier, 1976). Ceci s'accorde d'ailleurs avec le fait que l'on ne connaît pas de niveaux dolomitiques du Lias post-Hettangien et de dépôts du Dogger anté-Bathonien, autres que continentaux.

* Enfin, très fréquemment des éléments de marbres gris plus ou moins foncé ou de marbres colorés en vert ou en rouge. Ces éléments sont identiques aux passées marmoréennes de la matrice ; on y rencontre d'ailleurs les mêmes fossiles (cf. supra). Ils ne sont ni brunis ni perforés ; ils présentent des contours dissociés ; fréquemment, on peut les voir fragmentés pratiquement "sur place" au sein de leur matrice. Ces éléments n'étaient pas induits au moment de la formation des brèches. Leur dépôt est donc contemporain de l'événement bréchique.

* La matrice de ces brèches est constituée de sables dolomitiques jaunes ou brun clair d'aspect schisteux, présentant de fréquentes passées soit de marbre généralement gris plus ou moins foncé, parfois coloré en vert ou en rouge, soit de schistes argilitiques et siliceux verdâtres ou gris bleuté. De fréquentes zones siliceuses, évoluant depuis des passées de silice diffuse à de véritables niveaux quartzitiques spongieux, s'observent soit dans la matrice dolomitique, soit dans les passées marmoréennes. Vers le sommet stratigraphique de ces brèches, les passées marmoréennes prennent généralement de l'importance ; la matrice devient alors à dominante calcaire, avec des passées soit dolomitiques, soit argilitiques vertes ou grises, soit siliceuses. On y observe par endroits des silex blancs à rouges, de dimension jusqu'à métrique. Dans la matrice marmoréenne de ces brèches sont présents des grandes belemnites, de gros lamellibranches et des gastéropodes.

Le sommet des brèches du Plan des Nettes présente des faciès de sédimentation condensée du type "Ammonitico Rosso" où l'on voit apparaître dans la matrice calcaire (outre les passées colorées vertes ou rouges mentionnées ci-dessus), des amas colorés rouge-sang et de véritables encroûtements minéralisés.

Les niveaux inférieurs de ces encroûtements sont constitués par un tissu hématitique diffus dans un fond carbonaté et, localement, par des nodules à fines laminations d'hématite et de calcite, à structures stromatolithiques (Pl. 2). L'hématite enduit des éléments bréchiques et des fossiles dont des foraminifères encroûtants (nubéculaires), des plaques d'échinodermes, des spicules d'éponges (1), des piquants d'oursins (1) et d'assez fréquentes ammonites (Pl. 2).

Ces premiers niveaux d'encroûtements sont très carbonatés et assez riches en phosphates (cf. tableau d'analyses chimiques n° 1). L'étude aux rayons X (2) montre qu'ils se composent essentiellement d'hématite, carbonate-apatite, calcite, chlorite (thuringite), mica et barryto-calcite (?). Ces encroûtements qui tapissent des ammonites se sont manifestement formés au-dessus de la profondeur de compensation de l'aragonite (A.C.D.).

Des niveaux d'arrêt de sédimentation comparables et occupant la même position stratigraphique, ont été datés en Vanoise, au Roc du Bourget, grâce à un assemblage d'ammonites caractérisant le Callovien supérieur (Ellenberger, 1958, p. 226).

Les niveaux supérieurs de ces encroûtements sont plus réguliers que les niveaux sous-jacents et forment des lits de quelques centimètres d'épaisseur, tapissant le toit des brèches du verrou inférieur du Plan des Nettes. Ils se composent d'abord de fines laminations de calcite et d'hématite à structures stromatolithiques en "chou-fleur",

(1) Détermination R. Wernli.

(2) Les diffractogrammes et les analyses chimiques ont été effectués par C. Pichocky.



Fig. 13 : Les brèches polygéniques et les encroûtements minéralisés jurassiques du verrou aval du Plan des Nettes.

(Am : ammonite).

renfermant d'abondantes serpules(1). Progressivement le sommet stratigraphique de ces encroûtements devient plus riche en quartz et l'on y observe localement des sections de radiolaires(2) (Pl. 2). Ces derniers niveaux d'encroûtements minéralisés sont constitués presque exclusivement de silice et de fer (cf. tableau d'analyses chimiques n° 1) (3).

Des niveaux comparables, occupant la même position stratigraphique, ont été datés de l'Oxfordien-Kimméridgien inférieur dans la région de Briançon (Bourbon, 1980) et en Vanoise, à l'aiguille des Aïmes (Jaillard, 1987). Bourbon (1980) envisage que de tels niveaux se soient formés sous la profondeur de compensation des carbonates (C.C.D.).

Les brèches du Plan des Nettes peuvent donc être attribuées au Dogger supérieur (probablement au Callovien) puisque les éléments les plus récents qui y sont remaniés semblent être du Bathonien supérieur et qu'elles sont scellées par les dépôts pélagiques du Malm.

(1) Détermination R. Wernli.

(2) Détermination A. Schaaf.

(3) Les diffractogrammes et les analyses chimiques ont été effectués par C. Pichocky.

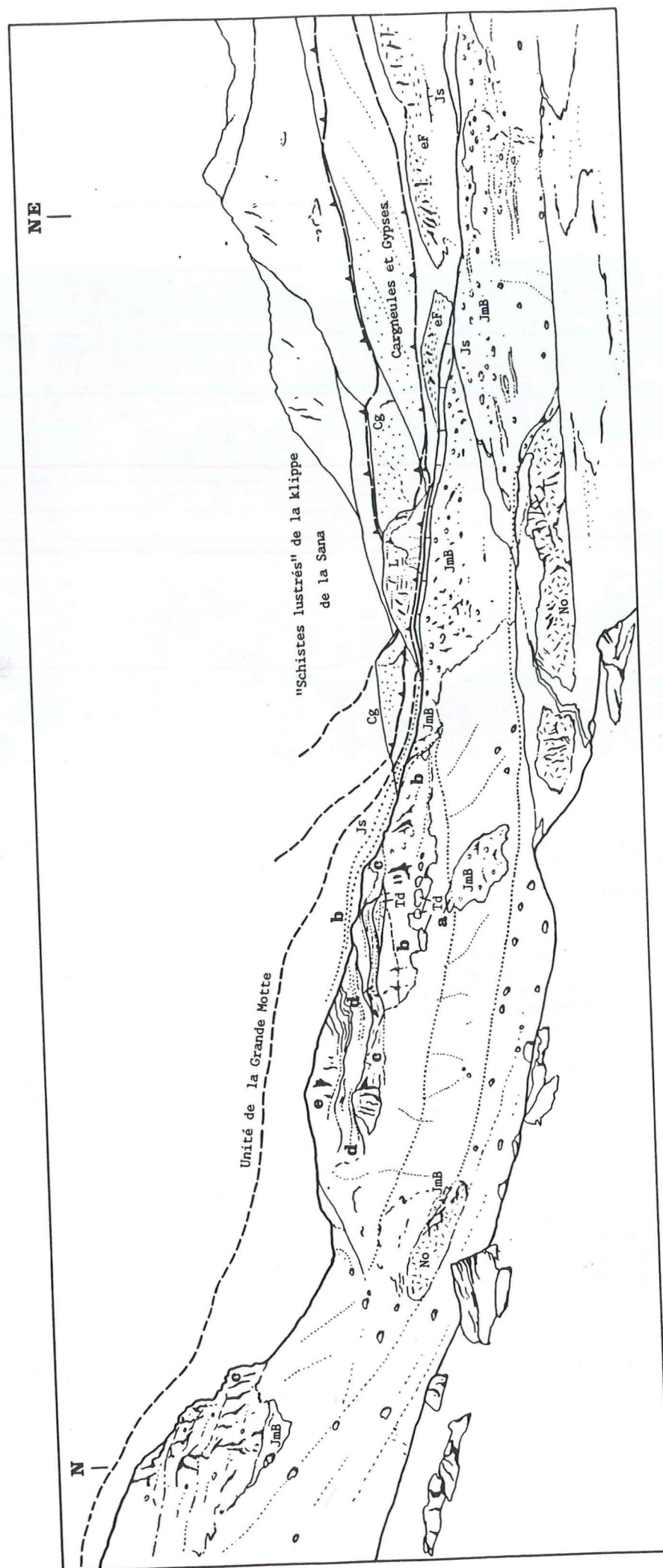


Fig. 14 : Panorama du versant sud du verrou amont du Plan des Nettes depuis le Plan des Nettes.

* Verrou amont.

En se dirigeant vers le verrou amont du Plan des Nettes on retrouve les brèches qui viennent d'être décrites au verrou aval. Elles atteignent des épaisseurs plus importantes mais elles occupent la même position stratigraphique (fig. 14). A cet endroit leur matrice a fourni précédemment différents fossiles : des belemnites (Hibolites), des crinodoides (Phyllocrinus), des sections d'*Aptychus* (Kilian), des ammonites (*Lytoceras* ?) (Boussac), des polypiers (*Haplarea* sp.), des foraminifères, des grilles d'échinodermes et des lamellibranches (cf. Ellenberger, 1958, p. 303).

Dans ces brèches, en plusieurs endroits, on observe de gros éléments de marbres gris eux-mêmes bréchiques ainsi que des bancs intacts de dolomies noriennes ; ceci s'observe en particulier au niveau de la petite cascade qui donne directement sur le Plan des Nettes (Ellenberger, 1958, p. 236) (Fig. 14).

(Fig. 14) : Panorama du versant sud du verrou amont du Plan des Nettes depuis le Plan des Nettes.

Série du Plan des Nettes.

eF : Schistes de Pralognan (schistes pélitiques bréchiques; Eocène indét.);

p-e : Marbres chloriteux (Paléocène-Eocène inférieur);

Js : Marbres clairs (Malm); ces marbres reposent stratigraphiquement, en discordance angulaire, sur les brèches polygéniques du Dogger supérieur et sur l'ensemble c (en amont du secteur observable sur cette figure). Ils scellent donc parfaitement les effondrements du Dogger supérieur.

JmB : brèches chaotiques polygéniques (Dogger supérieur).

- Klippes sédimentaires remaniées dans les brèches polygéniques du Dogger supérieur.

e : alternances désordonnées de bancs de marbres et de calcschistes sombres avec des bancs de dolomies sombres à patine jaune (lumachelles) cet ensemble est donc attribuable au Rhétien-Hettangien. Ces bancs sont fracturés, parfois décallés et parfois replissés.

d : marbres et calcschistes sombres lités à interlits schisteux noirs (polypiers, gastéropodes et lumachelles). Cet ensemble est donc également attribuable au Rhétien-Hettangien.

c : calcschistes et marbres sombres plaquetés à zones siliceuses de couleur grise à rousse (bélemnites) à éléments centimétriques à métriques de diverses dolomies (dont certaines à lumachelles) et de marbres gris (dont certains à polypiers). Cet ensemble est donc attribuable au Lias (?) indét., probablement post-Sinemurien inf., remaniant des niveaux du Rhétien-Hettangien.

b : brèche à matrice de marbres siliceux gris à nombreuses passées calcschisteuses ou dolomitiques avec des lits de schistes noirs (on y trouve des bélemnites courtes, des lamellibranches -Gryphées?- et des sections indégageables d' ammonites(1). Les éléments centimétriques à plurimétriques, sont constitués de dolomies blondes ou grises (dont certaines à lumachelles), de schistes noirs et de marbres gris (dont certains à lumachelles, polypiers et gros gastéropodes). Au pied de ces niveaux ont été trouvés en éboulis : un bloc à *Arnioceras*(1), des lamellibranches (Gryphées(2), Cardites(1), Cardinies(1), des bélemnites(1), des polypiers(1) et des brachiopodes. Cet ensemble est donc attribuable au Sinémurien inférieur.

a : brèche à matrice de marbres sombres à zones siliceuses et éléments de dolomies (Lias?- indét.).

No : Dolomies blondes litées (Norien).

(L : Lias de l'unité de la Grande Motte).

(1) Signalés par Ellenberger (1958, p. 236).
(2) Signalés par Gignoux (1924).

Dans l'escarpement du verrou amont regardant le Plan des Nettes au Sud (Fig. 14), on rencontre divers ensembles lithologiques (pour certains bréchiques), distincts des brèches du verrou aval. Ces niveaux ont été mentionnés par différents auteurs depuis Kilian (1905). Ils recouvrent stratigraphiquement des brèches identiques à celles du verrou aval - disposition notée pour la première fois par Boussac (1913). C'est à leur pied, dans l'éboulis en bas de l'escarpement, que Gignoux (1924) a récolté des Pentacrines et qu'Ellenberger (1958, p. 236) a découvert un bloc à ammonites du genre *Arnioceras* (Sinémurien) et divers autres fossiles (fig. 13).

Il semble que le dispositif que l'on observe au sein de cet escarpement résulte de l'empilement de plusieurs panneaux glissés (klippes sédimentaires) remaniés dans une coulée boueuse sous-marine qui correspondrait aux brèches chaotiques polygéniques identiques à celles du verrou aval ; une telle interprétation avait été envisagée par Ellenberger (1958, p. 237). Les deux plus importants panneaux glissés sont constitués, l'un (le plus bas) de marbres bréchiques du Sinémurien dont proviennent les *Arnioceras*, l'autre (le plus haut) de bancs de marbres et de dolomies du Rhétien-Hettangien à polypiers, lumachelles et gastéropodes. L'organisation de cet affleurement démontre d'ailleurs ces remaniements puisque des niveaux fossilifères du Rhétien-Hettangien recouvrent ici des niveaux fossilifères du Sinémurien (Fig. 14).

De plus, ces niveaux ne sont nulle part en position stratigraphique normale. Notamment, ils ne s'observent jamais en contact direct avec les dolomies noriennes. En tous points, même dans la partie occidentale du verrou amont (Fig. 14), on peut observer, à leur base, au moins quelques mètres de brèches identiques à celles décrites au verrou aval, les séparant des gros bancs dolomitiques du Norien ; ces mêmes brèches les recouvrent également partiellement vers leur extrémité orientale. L'ensemble est scellé par les marbres du Malm. Ces panneaux glissés ont donc été remaniés lors du dépôt des brèches chaotiques et polygéniques du Plan des Nettes.

Ces glissements se sont probablement produits au pied d'un escarpement de faille sous-marine (Fig. 15) ayant fonctionné postérieurement au dépôt en milieu intertidal des derniers éléments remaniés dans les brèches du Plan des Nettes, attribués au Bathonien (cf. infra) et antérieurement au dépôt des sédiments pélagiques du Malm. Ces manifestations tectono-sédimentaires marquent donc l'effondrement de ce secteur de la marge téthysienne au cours du Jurassique.

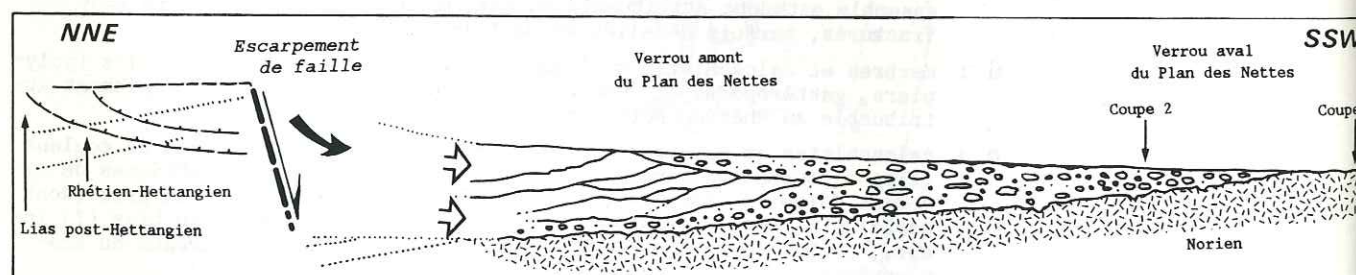


Fig. 15 : Schéma interprétatif de la genèse des brèches jurassiques du Plan des Nettes.

2. Les marbres clairs.

Ces marbres de couleur gris clair et à patine blanchâtre forment une barre continue, de 10 à 20m d'épaisseur, tout le long des affleurements du Plan des Nettes depuis le verrou aval jusqu'au verrou amont. Ils présentent parfois des faciès légèrement colorés en vert ou en rose. A leur base on rencontre en quelques endroits des concentrations de structures circulaires blanchâtres (oncolithes ?). On peut aussi localement y observer des passées de brèches intraformationnelles, ainsi que quelques silex vers le sommet.

3. Les encroûtements ferro-phosphatés et les Marbres Chloriteux.

Au-dessus des marbres précédents on rencontre, par endroits, des encroûtements ferro-phosphatés de 10 à 15cm d'épaisseur. Ils sont continus dans la partie orientale du verrou aval. Là, ils ont fourni, sur les deux rives de la Leisse, des microfaunes planctoniques composites à foraminifères bicarénés (formes sénoniennes⁽¹⁾) remaniés dans des coeurs phosphatés de nodules et à globigérines⁽²⁾⁽¹⁾ et *Globorotalia*⁽²⁾⁽¹⁾ dans le cortex ferrugineux dont *Globorotalia* cf. *aragonensis*⁽²⁾ (Yprésien). Viennent ensuite des Marbres chloriteux peu épais (4 à 5m au maximum sous le refuge, généralement moins d'un mètre) ; ils présentent par endroits des galets remaniés de marbres blancs probablement du Malm. Ces marbres chloriteux peuvent manquer totalement, on observe alors un simple encroûtement entre le Malm et les Schistes de Pralognan, voire directement ces deux derniers termes en contact, comme c'est le cas au verrou amont dans les derniers affleurements de la partie orientale.

4. Les Schistes de Pralognan.

Ils sont constitués de schistes noirs pélitiques un peu charbonneux, à passées marmoréennes brunâtres ; leur base, au verrou amont, est faite d'argilites verdâtres ou brunes. On y rencontre fréquemment des blocs de Marbres chloriteux remaniés ou des lentilles de marbres phylliteux (probablement des résédimentations de boues pélagiques du Crétacé supérieur - Eocène inférieur). On y observe également des éléments bréchiques anguleux de marbres sombres à zones siliceuses attribuables au Lias (?).

2.4.2. Autres coupes des unités de type Val d'Isère présentant des termes post-liasiques.

2.4.2.1. Les coupes de type Val d'Isère dans le massif de la Roche des Fours.

Au Sud de Val d'Isère, aux environs immédiats du Manchet et dans le massif de la Roche des Fours, on retrouve en plusieurs endroits des lambeaux de séries dans lesquelles, comme au Plan des Nettes, on peut observer les termes jurassiques à éocènes réduits, du sommet des séries briançonnaises, venir reposer sur les carbonates de plate-forme du Trias par l'intermédiaire de brèches polygéniques.

Ce type de série caractérise un ensemble d'écaillés plissées nettement distinct du point de vue stratigraphique des unités qui le chevauchent (Unité de la Grande Motte à la Roche des Fours et au Plan supérieur des Fours ; Unités de la Calabourdane depuis le refuge des Fours jusqu'au Manchet). Ces écaillés sont en contact tectonique avec les quartzites de la Roche des Fours ; en effet leurs différentes formations, depuis le Trias jusqu'à l'Eocène, sont tronquées par le contact avec les quartzites ; de plus, en divers endroits on retrouve divers lambeaux écaillés dans ce contact et on y voit apparaître une accumulation d'environ 150m de cargneules polygéniques au versant ouest de la Roche des Fours.

(1) Déterminations M. Caron.

(2) Microfaunes signalées par E. Ellenberger (1958, p. 319), détermination J. Sigal.

Dans cet ensemble d'écaillés apparaît notamment la coupe de la Cascade du Manchet (Fig. 16).

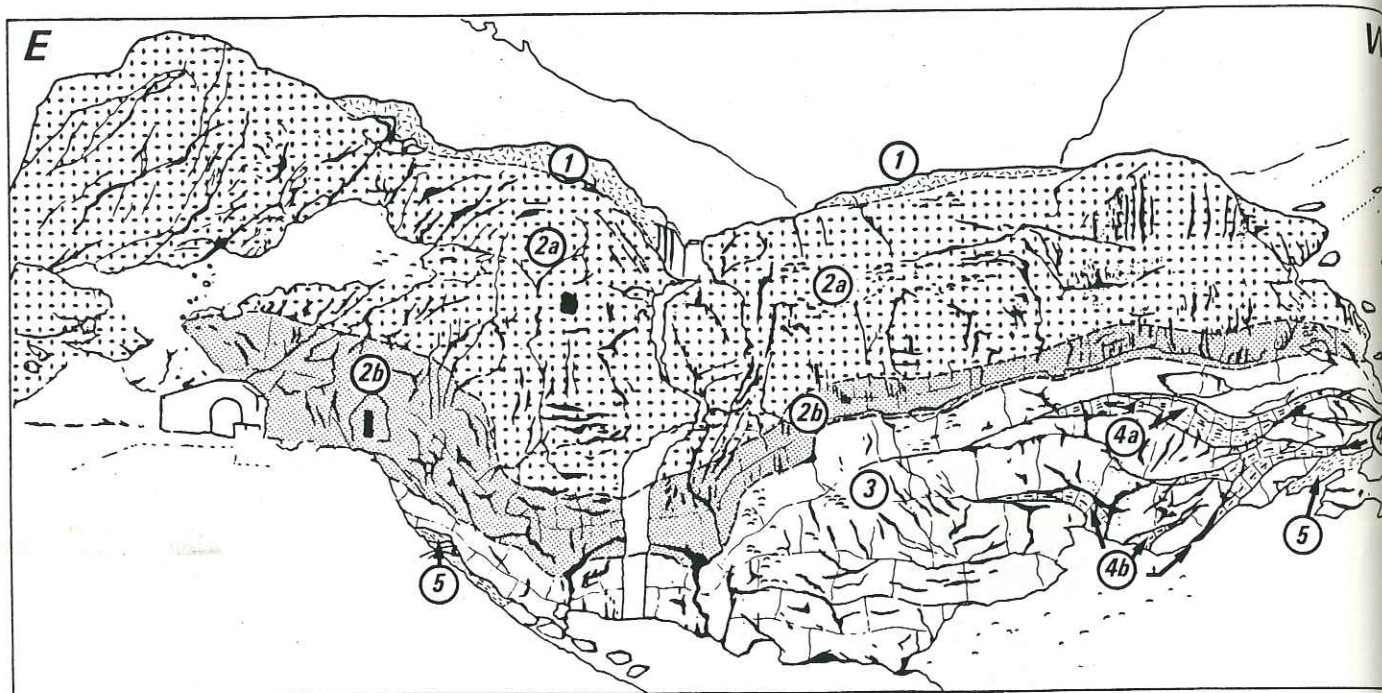


Fig. 16 : Coupe de la Cascade du Manchet.

Coupe de la Cascade du Manchet.

La barre rocheuse de la Cascade du Manchet présente une coupe facilement accessible (chemin carrossable et parking au pied pour les installations d'E.D.F. - fenêtre et prise d'eau). Elle a été signalée par Ellenberger (1958, p. 230) et à fait l'objet de descriptions ultérieures par Niemeyer (1979), Marion (1984), Broudoux (1985).

La barre rocheuse de la Cascade du Manchet, proprement dite, permet d'observer, en série inverse, les termes suivants décrits dans l'ordre stratigraphique (Fig. 16) :

- (1) des dolomies grises bréchiques à éléments dolomitiques de couleur généralement plus sombre que la matrice.
- (2) des dolomies bréchifiées et des brèches à matrice dolomitique schisteuse jaune ou brun rougeâtre et à passées argilitiques verdâtres ou gris-noir (2a), ; d'abord à éléments dolomitiques clairs monogéniques, puis polygéniques, à éléments brunis, essentiellement polydolomitiques, avec quelques éléments de marbres blancs ou gris et de quartzites. On y rencontre des niveaux de silex rouge et blanc. Vers le haut, des passées marmoréennes apparaissent, et l'on passe ainsi progressivement à une brèche (2b) à matrice marmoréenne rouge avec des passées ou des structures noduleuses hématitiques renfermant des échinodermes. Ces brèches, dont le ciment est tantôt dolomitique tantôt marmoréen, sont en tous points identiques aux brèches jurassiques du Plan des Nettes (cf. ci-dessus).

- (3) Le ciment marmoréen devient ensuite pratiquement exclusif et l'on passe à des marbres gris clair non bréchiques, par endroits légèrement colorés en vert ou en rose, azoïques, attribuables au Malm s.l. Les termes suivants apparaissent, au sein de ces marbres, en plusieurs pincées synclinales.
- (4) En rive gauche du ruisseau du Charvet, dans la partie centrale de l'escarpement et ravinant le terme précédent, on trouve, sur un à deux mètres d'épaisseur au plus, des marbres beiges ou brunâtres à éléments centimétriques de dolomies triasiques brunies (parfois oolithiques), à amas phosphatés et à passées hématitiques rougeâtres. Ces marbres ont fourni en plusieurs points des globotruncanidés apparaissant, soit en calcite blanche dans des passées phosphatisées, soit remplies d'oxydes et disséminées dans le marbre, soit enfin, dans des passées hématitiques rougeâtres. Certaines de ces formes ont permis de déterminer (1) : *Globotruncana arca*, *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncana stuartiformis*, *Rugoglobigerina* sp. association caractérisant le Maastrichtien s.l. Des éléments remaniés dans ces marbres contiennent des formes du Sénonien inférieur. Recouvrant stratigraphiquement soit les marbres précédents, soit directement les marbres attribuables au Malm, on observe des Marbres chloriteux verdâtres et schisteux (4b). Ces derniers présentent localement à leur base stratigraphique des encroûtements ferro-phosphatés bréchiques à éléments de dolomies triasiques brunies et des nodules ferro-phosphatés dont le cœur est constitué d'éléments de dolomies triasiques. La base de ces encroûtements (ou des passées de matériel de type hard-ground infiltrées dans les marbres du Malm, cf. Broudoux, 1985), ont fourni précédemment : *Gl. cf. stuartiformis* (2), *Gl. cf. arca* (2), *Gl. cf. coronata* (2), *Gl. cf. angusticarinata* (2,3), *Gl.* du groupe *sigali* (3), des prismes d'inocérane (2,3) et des rotalidés (2,3). Il s'agirait donc aussi de niveaux du Maastrichtien avec des remaniements de formes plus anciennes. Le sommet des encroûtements ou les cortex de nodules inclus dans les Marbres chloriteux ont fourni précédemment : *Globorotalia cf. argonensis*, *Morozovella vetacoensis* (4), *Truncorotalia* sp. (3). Ces niveaux ainsi que les Marbres chloriteux monteraient donc, au moins en partie, dans l'Eocène inférieur (Yprésien). On y trouve également des éléments d'encroûtements du Crétacé supérieur remaniés.
- (5) Le dernier terme conservé de cette série est représenté par des schistes pélitiques noirs du type Schistes de Pralognan (Eocène indéterminé).

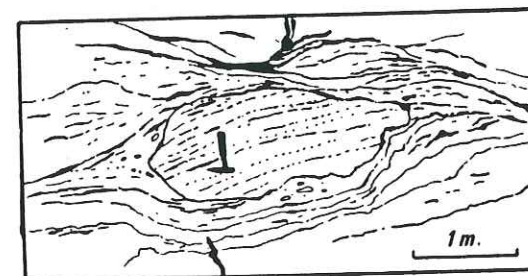


Fig. 17 : Faciès des brèches à ciment dolomitique de la cascade du Manchet, montrant un élément plurimétrique de dolomie, lui-même bréchique, remanié dans une matrice de schistes dolomitiques mêlée avec des lits argilitiques grisâtres à verdâtres.

- (1) Déterminations M. Caron.
- (2) Signalé par Ellenberger (1958), détermination J. Sigal.
- (3) Signalé par Broudoux (1985), détermination J.F. Raoult.
- (4) Signalé par Niemeyer (1979), détermination G. Glaçon.

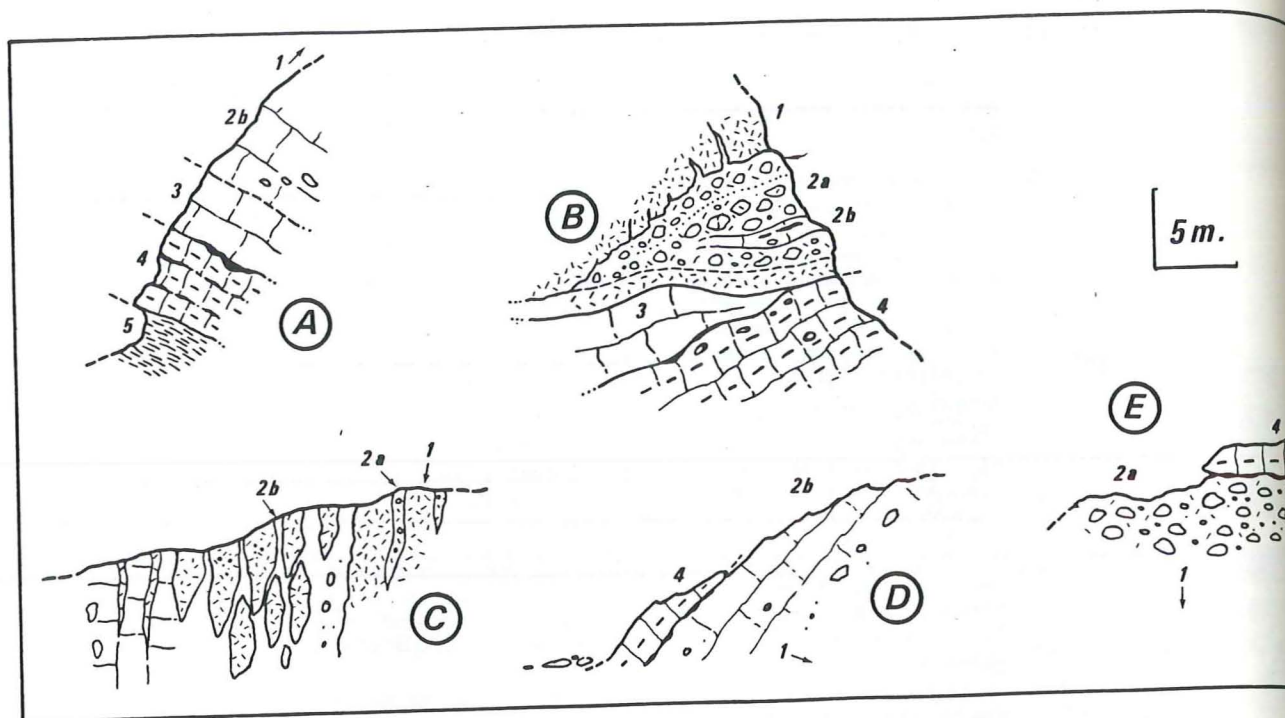


Fig. 18 : Coupes des termes post-triasiques des unités de type Val d'Isère dans le massif de la Roche des Fours.

A. barre rocheuse rive gauche de la Calabourdane entre le Manchet et le Plan des Gouilles ; B. le Plan inférieur des Fours ; C. le plan supérieur des Fours ; D. replats au S.E. de la Roche des Fours ; E. sommet est de la Roche des Fours.
1. Dolomies bréchiques triasiques (Carnien ? - ou Ladinien supérieur) ; 2. Brèches polygéniques (Dogger supérieur) ; 2a. faciès à matrice dolomitique ; 2b. faciès à matrice marmoréenne ; 3. Marbres clairs (Malm) ; 4. Marbres chloriteux (Crétacé supérieur-Eocène inférieur), en noir les encroûtements ferro-phosphatés ; 5. Schistes de Pralognan (Eocène indéterminé).

Des coupes du type de celle de la Cascade du Manchet se retrouvent dans les différents endroits suivants :

- La barre rocheuse en rive gauche de la Calabourdane, depuis le Manchet jusqu'aux Plan des Gouilles (Fig. 18,A).

Là, les niveaux de brèches à matrice marmoréenne de la cascade du Manchet prennent vers l'Est de l'importance. De même les Marbres chloriteux sont mieux développés et présentent en plusieurs endroits deux voire trois niveaux d'encroûtements ferro-phosphatés distincts.

- Le Plan inférieur des Fours (Fig. 18,B).

A cet endroit on peut observer de très beaux encroûtements hématitiques à Lamellibranches et gastéropodes dans les niveaux à matrice marmoréenne des brèches polygéniques (terme 2b). Les Marbres chloriteux ont une épaisseur d'ordre décamétrique et présentent des éléments dolomitiques parfois pluridécimétriques encroûtés par du matériel ferro-phosphaté.

- Le Plan supérieur des Fours (Fig. 18,C), où ces mêmes brèches à ciment marmoréen (terme 2b) s'infiltrèrent profondément dans les dolomies (elles-mêmes bréchiques) de la partie nord du Plan supérieur des Fours. Ces dernières sont distinctes des dolomies litées de la partie sud qui appartiennent à l'unité de la Grande Motte (Fig. 98).

- Les replats au Sud-Est de la Roche des Fours (Fig. 18,D).

Dans ce secteur la matrice des brèches (2b) prend un faciès de marbres gris sombres, à nombreuses sections d'ammonites et grandes bélemnites (Pl. 2), accompagnées d'éléments figurés (oncolithes ? et gastéropodes ?). Corrélativement les éléments deviennent beaucoup plus rares que dans les endroits précédents. Ces marbres sont ici directement surmontés stratigraphiquement par des Marbres chloriteux, avec des encroûtements de base, sans l'intermédiaire de termes attribuables au Malm.

- Le sommet est de la Roche des Fours (Fig. 18,E).

Ici, les brèches reprennent leur aspect chaotique tandis que la matrice devient presque exclusivement dolomitique. Elles sont également recouvertes directement par des petits témoins préservés de Marbres chloriteux.

2.4.2.2. Les coupes du versant est du Rocher de Belvedere.

Les coupes des affleurements situés à l'aplomb des câbles du Téléphérique de Belvedere (Fig. 19,A) ont déjà été décrites par Ellenberger (1958, p. 326). On y rencontre des brèches polygéniques identiques à celles du Plan des Nettes. Elles reposent stratigraphiquement, en série renversée, sur le Trias moyen du Rocher de Belvedere. Ces brèches se disposent en plusieurs niveaux ou "crachées" bréchiques tantôt à matrice dolomitique tantôt à matrice marmoréenne ; elles remanient de très fréquents éléments de quartzites et présentent également des niveaux détritiques quartzo-micacés qui pourraient provenir du démantèlement de séries paléozoïques.

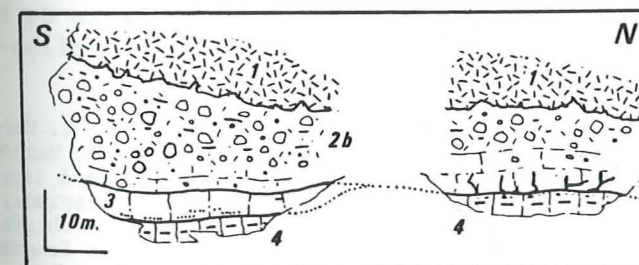


Fig. 19,A. Affleurements méridionaux.

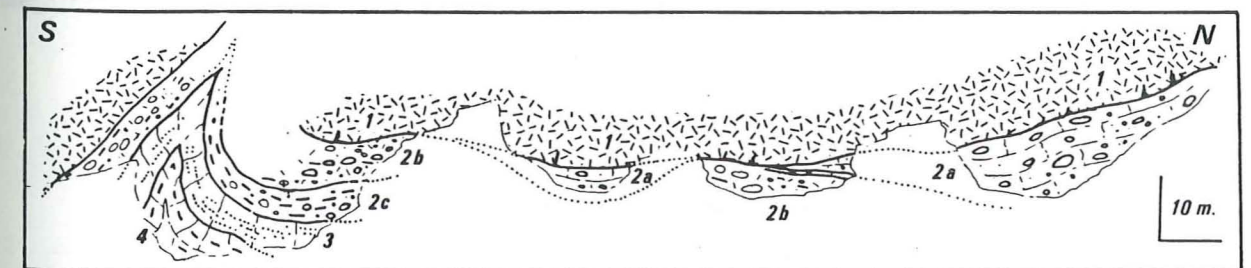


Fig. 19,B : Affleurements septentrionaux.

Fig. 19 : Les coupes des termes post-triasiques du versant est du Rocher de Belvedere.

1. Dolomies du Ladinien supérieur, localement bréchiques ; 2. Brèches du Dogger supérieur ; 2a. Brèches à ciment marmoréen, gris à beige, avec des passées rosées à écarlates ou vert clair et des lits de sables dolomitiques, à éléments polygéniques dolomitiques et quartzitiques ; 2b. Brèche à ciment quartzo-micacé verdâtre ou dolomitique à éléments dolomitiques ou marmoréens (à bélemnites) devenant progressivement à ciment marmoréen dans les affleurements méridionaux ; 2c. Brèche à ciment schisteux gris-bleu à vert ou siliceux à éléments dolomitiques ou marmoréens ; 3. Marbres homogènes à très nombreuses zones siliceuses (Malm) ; 4. Marbres chloriteux verdâtres à rosés, avec localement des éléments dolomitiques brunis à leur base.

2.4.2.3. Les coupes du Vallonbrun et des Pointes du Chatelard.

Dans le Vallonbrun, aux Pointes du Chatelard et aux escaliers du Géfret on rencontre des écaillles de matériel briançonnais totalement déracinées du corps de la zone briançonnaise. Ces lambeaux de série forment un jalon discontinu apparaissant dans un contact anormal majeur qui cisaille les "Schistes lustrés" de la Pointe du Géfret (cf. carte géologique et IIIème partie). On y retrouve, dans la partie aval du Vallonbrun et dans le versant occidental des Pointes du Chatelard, des lambeaux de couverture présentant une série complète, du Trias à l'Eocène, semblable à celles des unités des environs de Val d'Isère. Les affleurements de la partie aval du Vallonbrun ont déjà fait l'objet d'une description par Ellenberger (1958, p. 231) ; les blocs observés par ce même auteur dans la moraine latérale orientale du Glacier du Vallonbrun l'avaient amené à envisager la présence d'une "fenêtre briançonnaise sous-glaciaire". En fait, il n'est pas nécessaire de faire appel à une telle structure puisque le contenu des écaillles du versant occidental des Pointes du Chatelard s'écroule encore actuellement sur le glacier du Vallonbrun et alimente ainsi cette moraine.

Dans la partie aval du Vallonbrun les différents termes sont facilement accessibles. C'est dans le lit du torrent que l'on rencontre la coupe la plus caractéristique (fig. 20). C'est dans le versant occidental des Pointes du Chatelard qu'apparaissent les coupes les plus caractéristiques (fig. 21).

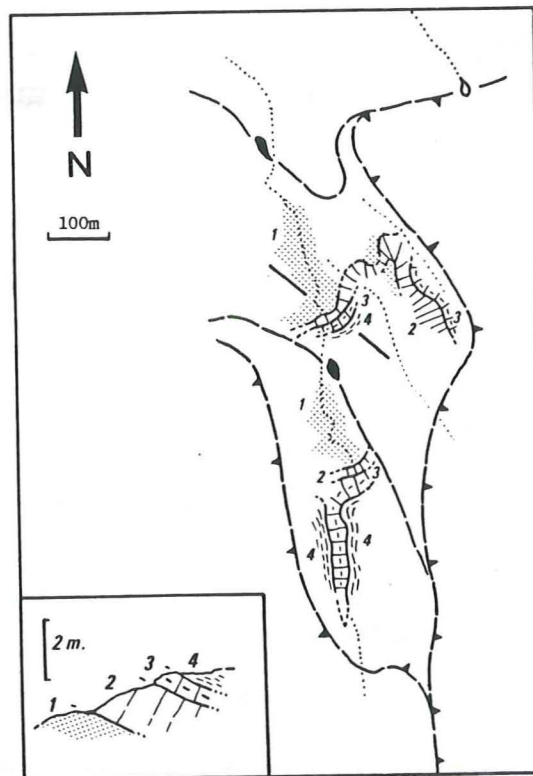


Fig. 20 : Les affleurements de la partie aval du Vallonbrun.

1. Dolomies blondes (Norien ?) ; 2. Marbres clairs homogènes (Malm) ; 3. Marbres chloriteux tertiaires présentant à leur base, dans les affleurements orientaux, des encroûtements paléocènes à Globigérines et *Globorotalia*, avec des fragments remaniés du Maastrichtien à *Abathomphallus* (1) ; 4. Schistes de Pralognan.

(1) Détermination G. Glaçon.

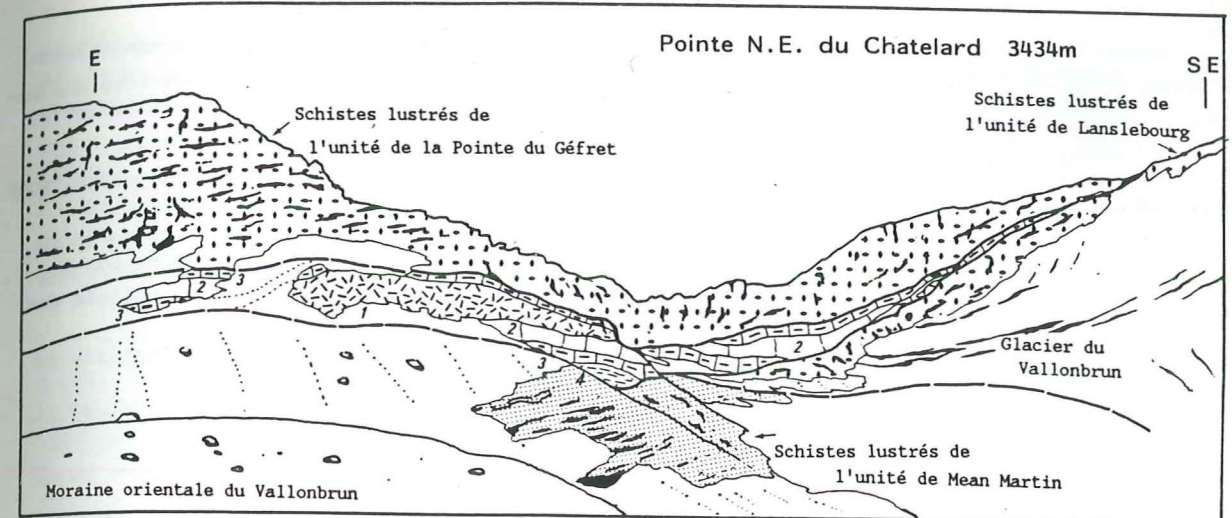


Fig. 21 : Les écaillles des Pointes du Chatelard, vues du Vallonbrun.

1. Dolomies blondes (Norien ?) ; 2. Marbres clairs présentant localement, vers leur base stratigraphique, des faciès noduleux, du type "Marbres de Guillestre", colorés en vert ou en rouge (Malm) ; 3. Marbres chloriteux avec plusieurs niveaux d'encroûtements ferrophosphatés superposés ; l'encroûtement supérieur renferme des globigérines et *Globorotalia* ; 4. Schistes de Pralognan.

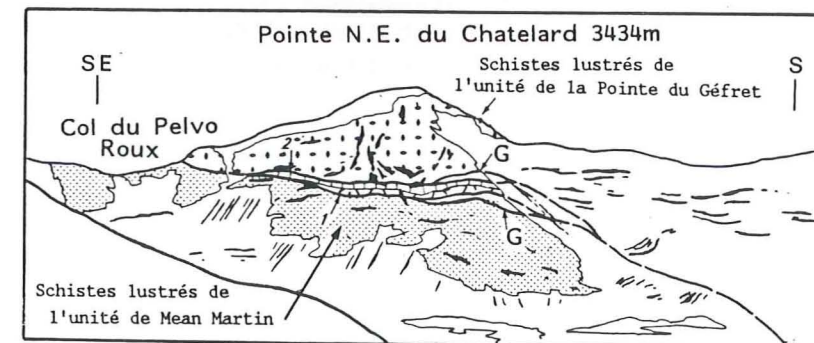
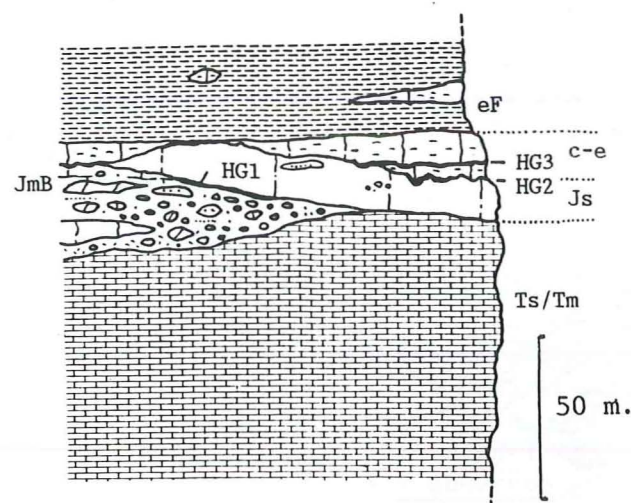


Fig. 22 : Les écaillles des Pointes du Chatelard, vues de l'arête nord-ouest de la Pointe des Léchours.

g: gypse ; 1 et 2. probablement respectivement des dolomies et une séquence Malm-Eocène du même type de celles du Vallonbrun (cf. fig. 21).

3°/- Conclusions sur les séries des unités de type Val d'Isère.

Ces séries comprennent des formations mésozoïques et cénozoïques décollées de leur substratum anté-triasique ; tout au plus retrouve-t-on, par endroits, quelques mètres attribuables au Néopermien adhérent à la base stratigraphique des quartzites du Werfénien (Tête de l'Arollay). Dans ces séries les érosions du Lias - Dogger inférieur ont entamé une part plus



- ef : Schistes de Pralognan (Eocène)
 C.e : Marbres chloriteux (Crétacé supérieur - Eocène inférieur)
 Js : Marbres clairs (Malm)
 JmB : Brèches chaotiques polygéniques (Dogger supérieur)
 Ts/Tm : Carbonates de plate-forme du Trias moyen et supérieur
 HG3 : Encroûtements minéralisés paléocènes.
 HG2 : Encroûtements minéralisés du Crétacé supérieur
 HG1 : Encroûtements minéralisés jurassiques.

Fig. 23 : Colonne lithostratigraphique synthétique des unités de type Val d'Isère.

ou moins importante des carbonates de plate-forme du Trias moyen et supérieur mais ont préservé les quartzites du Werfénien.

Dans les formations triasiques on observe systématiquement un niveau de décollement entre les quartzites du Werfénien et les carbonates du Trias moyen et probablement plusieurs niveaux de décollements dans le Carnien.

Les termes post-liasiques reposent soit sur le Ladinien (par ex. coupes du versant ouest de Belvedere), soit sur le Carnien (?) (par ex. coupes du secteur de la Roche des Fours), soit encore sur le Norien (par ex. Plan des Nettes). Ces termes débutent fréquemment par des brèches polygéniques du Dogger supérieur. Celles-ci peuvent prendre localement une importance considérable comme au Plan des Nettes et à la Roche des Fours. Le faciès de ces brèches est extrêmement variable ; la matrice y est tantôt dolomitique, tantôt argilitique, tantôt enfin marmoréenne. Les niveaux à matrice dolomitique sont d'origine détritique : il s'agit de sables de dolomies triasiques démantelées souvent interstratifiées avec des passées argilitiques ou siliceuses ; les fossiles y sont calcitiques et piégés dans cette matrice dont l'aspect est toujours schisteux et non lié.

Le véritable fond sédimentaire dans ces brèches est représenté par des marbres gris clair à gris sombre, localement hématitiques et colorés en vert ou en rouge. Ces différences de faciès correspondent à des milieux de sédimentation différents et il n'y a pas lieu de leur attribuer de valeur chronologique respective. Souvent monogéniques à leur base et alimentées par les niveaux sur lesquels elles reposent, ces brèches deviennent ensuite quasiment systématiquement polygéniques. On peut alors constater qu'elles remanient l'ensemble des niveaux du Lias et du Trias jusqu'aux quartzites du Werfénien, voire probablement parfois des niveaux du Paléozoïque (détritus quartzo-micacés). La taille des éléments de

ces brèches varie depuis le grain jusqu'à l'échelle du panneau effondré pluridécimétrique. Ils sont rubéfiés, systématiquement brunis à leur périphérie et fréquemment perforés par des organismes lithophages. Souvent, la matrice marmoréenne de ces brèches peut également être elle-même resédimentée dans certaines crachées bréchiques (cf. Coupe du Plan des Nettes). Le sommet stratigraphique de ces brèches présente parfois des faciès de sédimentation condensée du type "Ammonitico-Rosso" se terminant eux-mêmes par des encroûtements hématitiques attribuables au début du Malm.

Les marbres du Malm des unités de Val d'Isère sont non bréchiques, à l'exclusion de quelques intraclastes épisodiques. Localement, la base de ces marbres présente des faciès noduleux du type Marbres de Guillestre. Le sommet présente parfois des niveaux à silex. Ces dépôts pélagiques sont ravinés par les formations sus-jacentes et peuvent manquer totalement.

Le Crétacé supérieur n'est représenté que très localement dans les unités de Val d'Isère sous la forme d'une ou deux séries distinctes de Marbres chloriteux présentant à leur base des encroûtements ferro-phosphatés épisodiques (environs du Manchet, Pointes du Chatelard). L'essentiel des Marbres chloriteux des unités de Val d'Isère est d'âge tertiaire puisque dans la majeure partie des cas leurs encroûtements de base renferment des microfaunes à globigérines et *Globorotalia*. Ces séries de Marbres chloriteux sont peu épaisses et généralement non bréchiques ; les seuls éléments qu'elles présentent (dolomies brunies, marbres blancs) sont de dimension au plus décimétrique.

Le dernier terme préservé des unités de Val d'Isère, les Schistes de Pralognan, est en général peu épais. Au Plan des Nettes il atteint une épaisseur qui dépasse la cinquantaine de mètres et présente localement des faciès bréchiques.

* Les unités de type Val d'Isère se développent largement au Nord du terrain étudié vers la région de Tignes, où elles présentent des successions stratigraphiques similaires jusque dans les moindres détails, à celles que nous venons de décrire (Ellenberger, 1958 ; Marion, 1984).

D'autres séries identiques à celles de Val d'Isère se retrouvent sur la périphérie du massif d'Ambin dans la région de la Pointe de Bellecombe, ce qui avait conduit Ellenberger (1958) à définir une série de type "Val d'Isère-Ambin". On peut ainsi envisager que les unités de la Pointe de Bellecombe aient une origine paléogéographique voisine de celle des unités de Val d'Isère.

c- La série de l'unité de la Grande Motte.

1°/- Présentation :

L'unité (ou nappe) de la Grande Motte a reçu sa première véritable définition par Ellenberger (1958). Cet auteur a montré, en s'appuyant sur de nombreuses découvertes de fossiles, qu'elle se caractérisait par la présence d'un Lias épais, stratigraphiquement intercalé dans une série présentant par ailleurs des caractères typiquement briançonnais. L'existence de ce Lias avait auparavant été envisagée par Lory (1866), Kilian (1905), Gignoux (1924), Raguin (1930) et Moret (1947). Ellenberger a désigné en 1948, "du nom de série prépiémontaise, la série en question" mais a restreint par la suite le qualificatif "prépiémontais" au "faciès particulier du Lias moyen et supérieur de Vanoise interne". Il voyait ici une intercalation en biseau dans la série briançonnaise d'un "Lias à faciès prépiémontais" identique à celui existant au Sud de l'Arc dans la "série post-triasique du Gondran" (cf. introduction, 1ère Partie, Ch. II, § C.).

L'originalité stratigraphique de l'unité de la Grande Motte lui a valu d'être attribuée à un domaine paléogéographique, tantôt intermédiaire entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais (Ellenberger, 1958), tantôt piémontais (couverture décollée du massif cristallin interne du Grand Paradis ; Elter, 1972), tantôt enfin intra-briançonnais (Caron et Gay, 1977 ; Deville, 1986a et b ; Jaillard et al., 1986). Nous verrons plus loin que les levés cartographiques effectués dans le cadre de cette étude permettent d'accréditer cette dernière origine. L'unité de la Grande Motte représente une entité structurale majeure, certainement parmi les plus caractéristiques, du massif de la Vanoise. Elle constitue une part importante des hauts sommets de ce massif (la Grande Casse, la Grande Motte, la Dent Parrachée, les Rochers de Lanserlia, le Turc, les Rochers de Pierre Brune, La Croix du Pisset, etc...). Son extension géographique actuelle est d'une vingtaine de kilomètres tant longitudinalement que latitudinalement. Les niveaux attribuables au Lias y prennent une part très importante ; ce sont eux qui forment, avec des redoublements, l'essentiel des grandes parois du massif de la Grande Casse - Grande Motte sur des épaisseurs dépassant par endroits 1500m.

L'unité de la Grande Motte est systématiquement décollée à la base des dolomies noriennes ; sa série débute donc avec le Norien et monte jusqu'aux Schistes de Pralognan (Eocène).

2°/- Les observations stratigraphiques :

2.1. Les dolomies blondes (Norien).

Sur le secteur étudié, elles sont présentes à la base sud-est de la Grande Motte, vers la base du versant est de la Grande Casse, en plusieurs points dans la région de la Petite Balme, dans le versant ouest de la Pointe de Pramecou, à la base des Rochers de Pierre Brune, à la Croix

du Pisset et en divers endroits de la région du Plan du Lac - Bellecombe (cf. carte géologique).

Cette formation a été datée, sur le secteur étudié, aux Coëttets (au Sud-Est de Bellecombe) et plus au Sud au Col Demi-Lune (massif de la Dent Parachée) par *Worthenia* du groupe *contabulata* associé à *Myophoria goldfussi* (Ellenberger, 1958, p. 258 et p. 260).

Il s'agit de dolomies généralement claires, à cassure beige clair à blanche, parfois grise, à patine grise ou jaune orangé ("dolomies blondes"). Elles se présentent en gros bancs d'épaisseur décimétrique à métrique pouvant atteindre 2 ou 3 mètres. Certains de ces bancs prennent un aspect plus ou moins rubané de couleurs beige clair à gris clair montrant parfois des figures de stratifications obliques. Les derniers bancs qui précèdent le passage au Rhétien prennent systématiquement une couleur grise, parfois très sombre en cassure mais conservant des teintes claires en patine. On rencontre au sommet de certains de ces bancs des petits éléments centimétriques aplatis à formes contournées (bioturbations ?). Certains bancs dolomitiques présentent des structures bréchiques, à éléments intraformationnels anguleux centimétriques. Les interlits de ces bancs dolomitiques sont constitués de niveaux schisteux de couleur verdâtre ou noirâtre, parfois plus ou moins rouille. L'épaisseur de ces niveaux est généralement de quelques centimètres ; vers le haut de la formation, ces interlits sont de plus en plus fréquents et atteignent des épaisseurs décimétriques à pluridécimétriques. Ils doivent correspondre à d'anciens lits argileux et peut-être en partie à des métacinérites par comparaison avec des niveaux du même type du Val Grana, pour lesquels une telle origine a été envisagée (Michard, 1967). Certains de ces interlits schisteux présentent des éléments de dimension centimétrique à décimétrique de dolomie brunie.

L'épaisseur des dolomies noriennes observable dans l'unité de la Grande Motte est de l'ordre d'une cinquantaine de mètres mais il s'agit d'une épaisseur minimale ; en effet, nulle part on n'observe les couches de base du Norien qui ont été mentionnées au Plan des Nettes (cf. § b.2.2.).

2.2. Les séquences argilo-carbonatées (Rhétien - Hettangien).

Sur le terrain étudié les niveaux du Rhétien-Hettangien de l'unité de la Grande Motte affleurent dans les régions de la Petite Balme, du Plan de la Gasta, du Plan du Lac (Les Coëttets, Chavière, Lac à limnées), dans la Combe du Pisset et dans la région du Plan des Fours (Ellenberger, 1958). Il s'agit de séquences de dolomies, de marbres et de schistes argilitiques qui, dans le détail, présentent des successions très diversifiées. Les coupes les plus caractéristiques sont certainement celles des Coëttets et de la Petite Balme.

D'une manière générale, on peut distinguer dans ces formations les unités lithologiques suivantes (Fig. 24) :

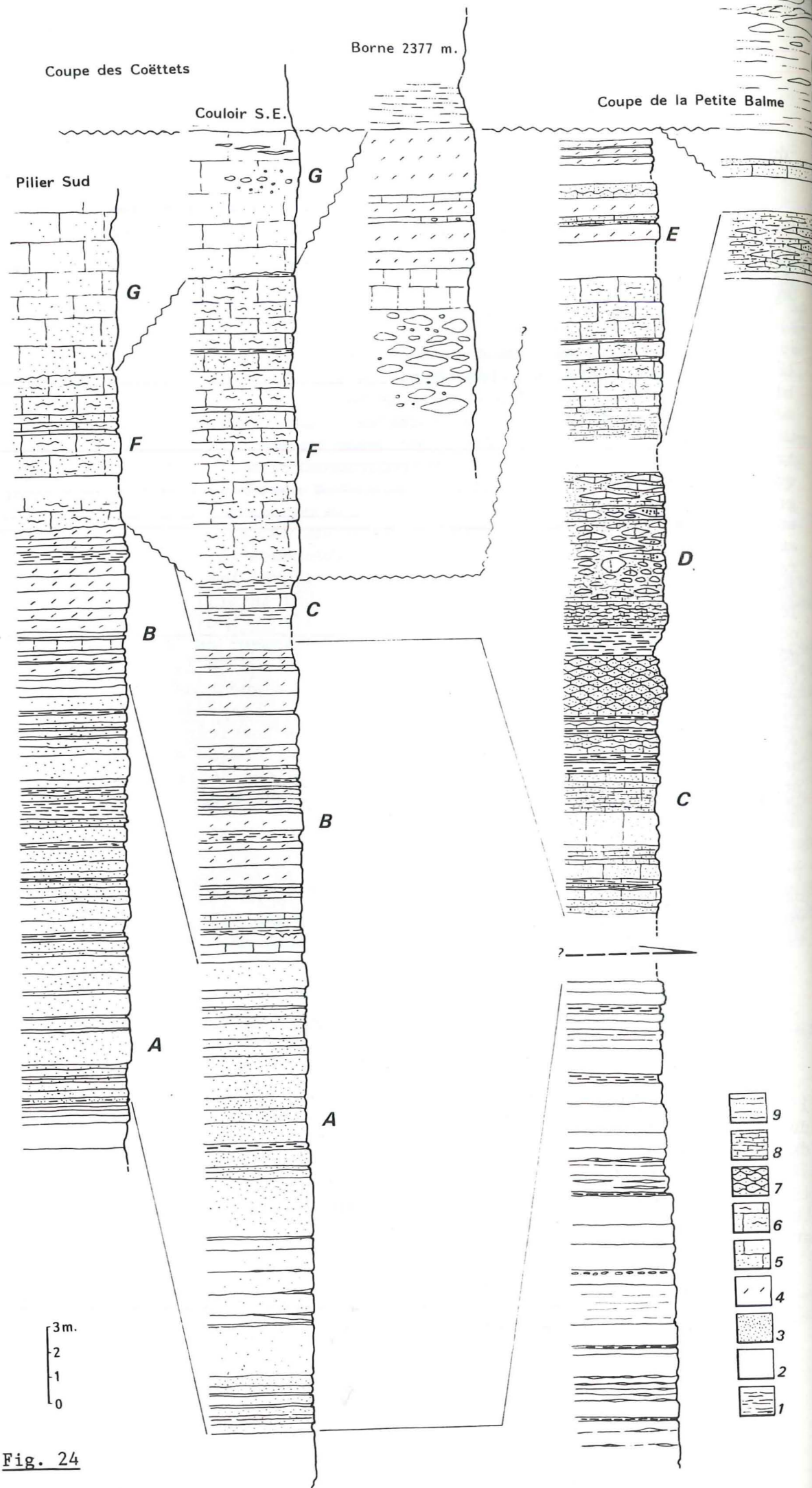


Fig. 24

(a) des dolomies grise sombre ou noires.

Aux endroits où le passage Norien-Rhétien s'observe (Les Coëttets ; le Plan des Fours), on ne note pas de discordance significative. Les derniers gros bancs de dolomies claires du Norien sont recouverts par un niveau décimétrique de schistes gréseux gris-vert, faisant place à des bancs, d'abord décimétriques puis métriques, de dolomies grises à patine grise plus ou moins rouille pour les niveaux de base. Ces bancs dolomitiques présentent des interlits de schistes noirs centimétriques à décimétriques. Ils renferment divers types de gastéropodes dont des *Procerithium* sp. (Ellenberger, 1958, p. 258, 259 ; les Coëttets Chavière), des brachiopodes (térébratules) (Ellenberger, 1958, p. 252 ; Pierre Brune, le Plan de la Gasta), des piquants d'oursins. Certains éléments de ce type de dolomies, remaniés dans les marbres à bélemnites du versant sud de la Grande Motte (cf. § 2.3.) fournissent des échinodermes, des foraminifères, dont *Trocholina* sp., *Spirillina cf. liasica* (Ellenberger, 1958, p. 252) et *Glomospira* sp.(1), *Glomospirella* sp.(1), différents types de gastéropodes à tests lisses ou costulés(1), des coraux(1) et des piquants d'oursins(1) (cf. Pl. 1).

(b) des alternances de dolomies grises à patine jaune et de schistes noirs, avec quelques bancs de marbres gris.

Elles sont bien représentées dans la coupe des Coëttets où elles viennent en continuité au-dessus des termes précédents. On y rencontre des lits oolithiques et des niveaux de lumachelles (à avicules - ou gervillidés - lisses, cypriidés et petits gastéropodes ; Ellenberger, 1958, p. 258). Les bancs de marbres fournissent des brachiopodes (térébratules).

(c) des alternances de marbres noirs, plus ou moins noduleux et de schistes et calcschistes noirs, avec quelques bancs de dolomies grises à patine jaune.

Ces niveaux n'ont été observés que sur quelques mètres dans le couloir sud-est de la coupe des Coëttets. Ils sont en revanche bien développés à la Petite Balme(2). on y rencontre d'abondantes lumachelles (faciès de lumachelles à cardites d'Ellenberger, qui lui avaient fourni *Paléocardita* sp., des gervillidés, des petits pectinidés et des avicules lisses ; Ellenberger, 1958, p. 254, 261 et 262), avec de gros lamellibranches (mégalo-dontes) et de gros gastéropodes.

(1) Déterminations R. Wernli

(2) A cet endroit il s'agit des premiers niveaux de Rhétien-Hettangien observables au-dessus des dolomies noriennes après une lacune d'observation qui correspond peut-être à un niveau de décollement.

L'absence des termes (a) et (b) de la coupe des Coëttets n'est donc pas ici nécessairement de nature stratigraphique.

Fig. 24 : Coupes du Rhétien-Hettangien de l'unité de la Grande Motte en Vanoise orientale.

1. Schistes noirs ou verts ; 2. Dolomies blondes ; 3. Dolomies sombres à patine grise ; 4. Dolomies sombres à patine jaune ; 5. Marbres massifs gris ; 6. Marbres plaquetés gris ; 7. calcschistes noduleux gris ; 8. Calcschistes gris ; 9. Calcschistes et marbres à zones siliceuses. A,B,C,D,E et F correspondent aux unités lithologiques du Rhétien-Hettangien décrites dans le texte. G. correspond aux marbres attribuables au Sinémurien inférieur (cf. § 2.3.).

(d) une barre de marbres sombres à polypiers.

Ce niveau est bien représenté à la Petite Balme proprement dite (fig. 24) ; il existe aussi dans les affleurements de Rhétien-Hettangien au Sud-Ouest de la Petite Balme, à Chavière, au Plan des Fours et en éléments remaniés à la coupe des Coëttets (fig. 24). Très fréquemment il s'agit de marbres sombres noduleux renfermant des amandes de marbres sombres parfois plurimétriques. C'est en général dans ces amandes que l'on rencontre les polypiers. Ces derniers sont souvent associés à d'autres fossiles dont des lamellibranches, des gastéropodes, des piquants d'oursins et des brachiopodes lisses (Petite Balme ; Plan des Fours). Au Sud-Ouest du terrain étudié, de tels polypiers recueillis dans le haut vallon du monolithe de Sardière ont été attribués au genre *Rhabdophylia* (Ellenberger, 1958, p. 254).

(e) des calcschistes et marbres noduleux sombres avec des bancs de dolomies à cassure noire et à patine jaune.

Ces niveaux s'observent bien à la Petite Balme, où ils sont représentés sur une douzaine de mètres (fig. 24).

(f) des marbres rubanés de passées schisto-dolomitiques jaunes, fréquemment bréchiques, avec quelques bancs de dolomies grises.

Ces niveaux sont clairement discordants ; à nos yeux, ce sont eux qui reposent directement sur le terme "c" (cf. supra) de la coupe des Coëttets (fig. 24), où ils remanient des lentilles de marbres à polypiers. A la Borne 2377m (fig. 24), ces niveaux sont largement conglomératiques et remanient des éléments de dolomies de dimensions parfois plurimétriques.

* Coupures chronologiques et instabilités du Rhétien-Hettangien de l'unité de la Grande Motte.

Les fossiles que l'on rencontre dans ces séquences argilo-carbonatées permettent de caractériser le Rhétien jusqu'au niveau de marbres sombres à polypiers (terme "d"). Ce dernier peut être considéré comme un niveau stratigraphique repère du sommet du Rhétien, très constant en Vanoise (Ellenberger, 1958 ; Broudoux, 1985 ; Dondey, 1986) mais également dans d'autres secteurs des zones internes des Alpes occidentales (Michard, 1967 ; Dumont, 1983). Les niveaux qui sont stratigraphiquement sus-jacents peuvent être attribués à l'Hettangien. En particulier, le terme "f" peut être considéré comme un équivalent du "faisceau discordant" de Dumont (1983), dans le massif de Rochebrune, au Sud-Est de Briançon.

Si l'on admet ces attributions, depuis la fin du Norien jusqu'au début de l'Hettangien on n'observe pas de discordances significatives ou de niveaux de brèches chaotiques ; ce n'est qu'au cours de l'Hettangien que l'on voit apparaître les premiers indices d'instabilités sédimentaires témoins d'activités tectoniques lors du début du rifting téthysien. En effet, les termes attribuables à la partie supérieure de l'Hettangien ravinent clairement les termes sous-jacents et sont fréquemment bréchiques.

2.3. Les marbres massifs à bélemnites (Sinémurien inférieur ?).

Aux Coëttets, à la Petite Balme, à la base du versant sud de la Grande Motte, au Plan des Fours et sur les pentes des Lorès, on rencontre des marbres massifs toujours situés au sommet stratigraphique des séquences du Rhétien-Hettangien, quand elles existent, et à la base des calcschistes et marbres à zones siliceuses (cf. § 2.4.).

Il s'agit de marbres gris à passées blanchâtres, parfois légèrement colorées en rouge, à lits schisto-dolomitiques jaunes et à rares zones siliceuses. Ces marbres sont localement bréchiques. Ces brèches sont bien développées sur le versant sud de la Grande Motte (fig. 25). On y trouve des éléments polygéniques sous la forme d'horizons bréchiques ou de blocs isolés. La taille de ces éléments varie de dimensions millimétriques à plurimétriques. Certains éléments présentent les faciès habituels des dolomies noriennes, d'autres éléments dolomitiques ou marmoréens montrent des lumachelles renfermant les fossiles habituels que l'on rencontre dans le Rhétien (avicules, brachiopodes, gastéropodes, polypiers branchus ; cf. supra). La matrice marmoréenne montre de belles sections de bélemnites courtes cylindro-coniques déjà signalées par Ellenberger (1958, p. 241 et 256). Des blocs éboulés fossilifères sont aisément observables sur le chemin en bordure du Lac des Nettes ; certains de ces blocs fournissent des sections de pentacrines (Gignoux, 1924).

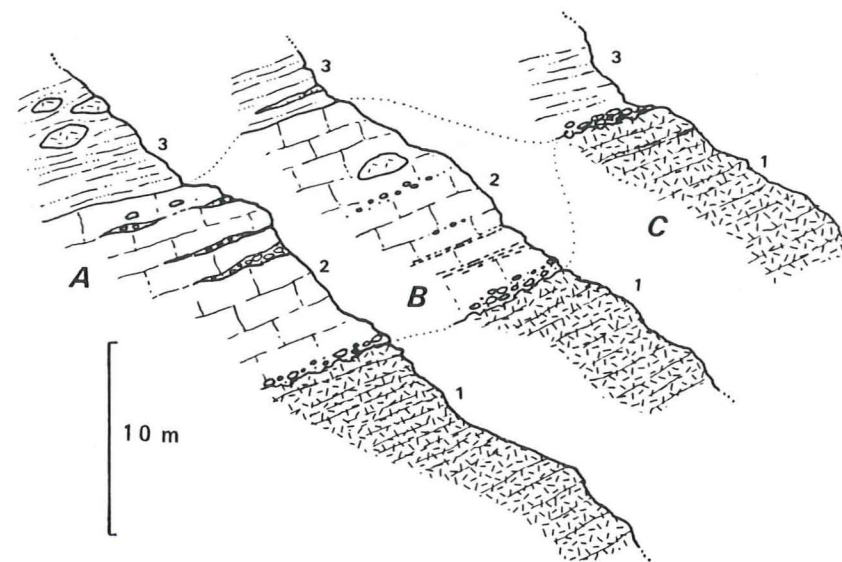


Fig. 25 : Les coupes de la base du versant sud-est de la Grande Motte aux Côtes de l'Avo Guillermo.

1. Dolomies blondes (Norien) ; 2. Marbres massifs à blocs de Norien et de Rhétien-Hettangien (Sinémurien inférieur ?) ; 3. Calcschistes et marbres sombres à zones siliceuses (Sinémurien supérieur-Lias supérieur ?).

A. coupe à l'aplomb du Plan de la Gasta ; B. coupe à l'aplomb de la Partie aval du lac du Plan des Nettes ; C. coupe à l'aplomb de la partie amont du lac du Plan des Nettes.

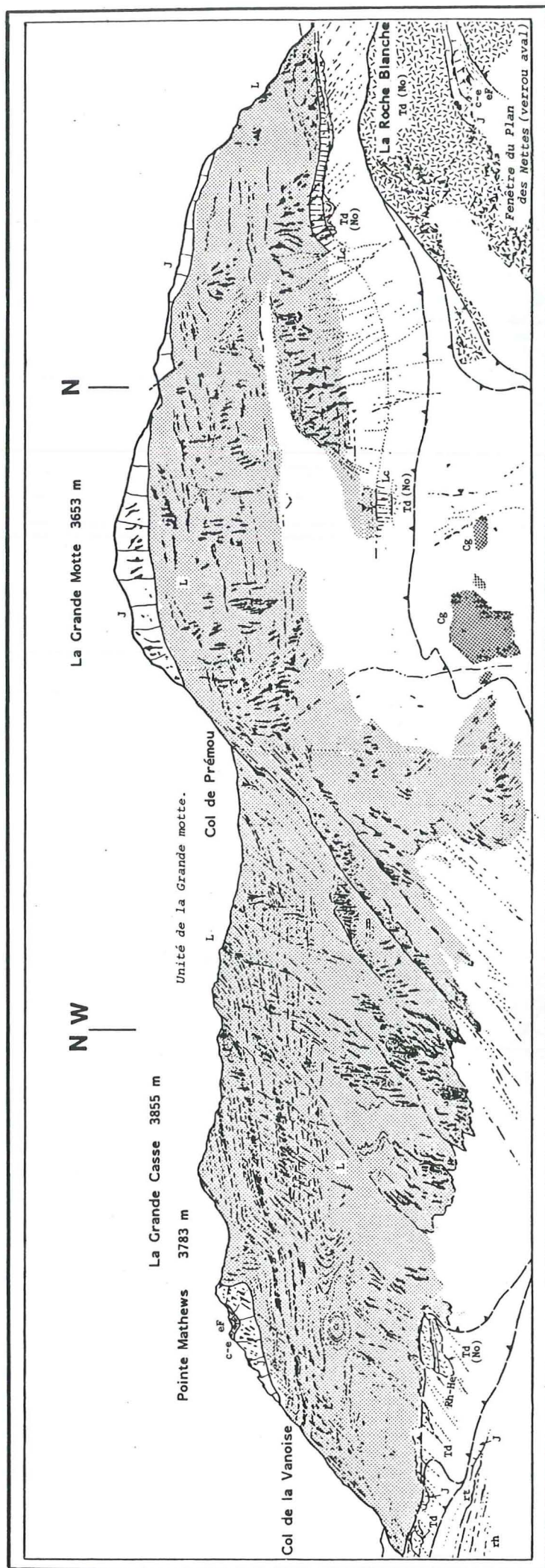


Fig. 26 : Les versants sud de la Grande Casse et de la Grande Motte vus depuis les Côtes de la Leisse dessus.

- eF : Schistes de Pralognan (Eocène);
- c-e : Marbres chloriteux (Crétacé supérieur-Eocène inférieur);
- J : Marbres homogènes (Dogger supérieur-Malm);
- L : Calcschistes et marbres sombres à zones siliceuses (Lias);
- Lc : Marbres sombres bréchiques (Sinémurien inférieur ?);
- Td (No) : Dolomies blondes (Norien);
- rt : Quartzites phylliteux (Permo-Trias);
- rh : Schistes cristallins (Permo-Carbonifère ?);
- Cg : Cargneules.

Ces marbres sont ravinants à leur base ; ils reposent, aux Coëttets, sur des niveaux attribués à l'Hettangien, à la Petite Balme et au Plan des Fours, sur des niveaux du Rhétien et, dans le versant sud de la Grande Motte, directement sur les dolomies noriennes (fig.24).

Ellenberger (1958, p. 241 et 258) avait attribué ces marbres au Sinémurien. Effectivement, ces niveaux sont corrélables, par leur faciès et leur fossiles, à des niveaux datés du Sinémurien (s.l.) inférieur en Val Grana (Michard, 1967). Peut-être pourrait-on les attribuer à l'Hettangien terminal mais des niveaux de tel âge, dans le massif de Rochebrune, ne fournissent ni bélemnites ni pentacrines (Dumont, 1983).

Dans l'unité de la Grande Motte, la base des marbres attribuables au Sinémurien inférieur est donc largement discordante. Ces marbres sont conglomératiques ; ils sont eux-mêmes ravinés par les termes sus-jacents qui débutent probablement dans le courant du Sinémurien supérieur (cf. infra).

2.4. Les calcschistes et les marbres sombres à zones siliceuses (Sinémurien supérieur - Lias supérieur ?).

Il s'agit du Lias "à faciès prépiémontais" d'Ellenberger (1958) (cf. présentation). Il constitue l'essentiel des parois du massif Grande Casse - Grande Motte. On le retrouve en de nombreux endroits dans la région du Plan du Lac, de Lanserlia, du Turc, des Rochers de Pierre Brune, de la Croix du Pisset, et plus ou moins disséminé dans la région de la Roche des Fours ou en périphérie du Plan des Fours.

Les faciès de cette formation sont de prime abord assez monotones et sans niveaux stratigraphiques repères ; un examen plus attentif révèle en fait une relative diversité lithologique dans laquelle il est très difficile de faire la part entre variations latérales de faciès et niveaux stratigraphiques réellement d'âges différents.

* Certains faciès correspondent à des marbres gris sombres à noirs, à zones siliceuses.

Le marbre présente systématiquement une quantité importante de grains de quartz disséminés ainsi qu'un fin litage ou une trame de minéraux phylliteux et de matière organique noirâtre. L'ankérite est présente de manière générale mais irrégulièrement répartie selon les lits ou selon les endroits ; quand elle est abondante, elle donne à ces niveaux une patine plus ou moins rousse. Fréquemment on observe des passées schisto-dolomitiques jaunes ou brunes renfermant parfois de petits éléments dolomitiques.

Les zones siliceuses sont également souvent parsemées de minéraux phylliteux et de particules dolomitiques. Elles correspondent, très

probablement, à d'anciens apports détritiques de sables siliceux. Elles se disposent en lits millimétriques à décimétriques dont les épontes s'interrompent soit brusquement, soit progressivement par l'intermédiaire de niveaux à silice diffuse dans un fond marmoréen et ceci fréquemment de manière dissymétrique. Latéralement ces zones siliceuses s'amenuisent généralement en biseaux pour s'estomper progressivement. Localement ces lits siliceux soulignent des stratifications obliques ou de petits chenaux en amandes. On peut toutefois envisager que certains niveaux siliceux soient d'anciens cherts ou spongolithes recristallisés (cf. discussion in Ellenberger, 1958; p. 275).

* *D'autres faciès correspondent à des calcschistes siliceux.*

En de nombreux endroits ou dans certains niveaux, la proportion de lits phylliteux ou carbonés devient importante ; les faciès sont alors plus calcschisteux ou parfois prennent un débit en piles d'assiettes. Certains lieux présentent de manière plus abondante ce genre de faciès (par exemple à la Grande Motte même, ou dans la région de la cascade du Pisset). Ces roches présentent alors l'aspect de calcschistes avec des niveaux lenticulaires de marbres siliceux massifs de couleur sombre et des récurrences de marbres sombres à zones siliceuses.

Entre les faciès marmoréens et les faciès calcschisteux, mentionnés ci-dessus, il n'y a pas lieu, semble-t-il, d'attribuer de différences chronologique, du moins en ce qui concerne la base de cette formation. Dans le massif de la Dent Parrachée, la base de ces niveaux liasiques a fourni une *Arietites*, probablement un grand *Paltechioceras* du Sinémurien (s.l.) supérieur (Dondey, 1986 ; détermination Mouterde).

Cette formation est ravinante et scelle des failles synsédimentaires antérieures (fig. 27). Elle peut ainsi reposer stratigraphiquement sur différents termes :

- soit sur les marbres sombres à bélemnites (Sinémurien inférieur ?) (par ex. au versant sud de la Grande Motte, aux Coëttets) ;
- soit sur le Rhétien-Hettangien (par ex. Petite Balme) ;
- soit, enfin, directement sur les dolomies blondes du Norien (par ex. versant est de la Grande Motte).

La base de cette formation présente fréquemment des niveaux bréchiques ou des blocs épars de dimensions décimétriques à métriques, notamment à la Grande Motte (fig. 28) et à la Petite Balme ; certains de ces blocs atteignent des dimensions décamétriques au versant sud-est de la Grande Motte. Il s'agit d'éléments de dolomies noriennes et de dolomies et marbres du Rhétien-Hettangien à lumachelles (avec notamment des polypiers). En outre, on rencontre souvent à la base de cette formation des niveaux massifs de sables dolomitiques clairs et de quartzites gris.



Fig. 27 : Faille synsédimentaire à la base du versant est de la Grande Motte, au Nord des chutes de séracs du Glacier de la Grande Motte.

1. Dolomies noriennes ; 2. Brèches à matrice dolomitique et à éléments de marbres et de dolomies de Rhétien-Hettangien dont certains sont fossilifères ; 3. Calcschistes et marbres à zones siliceuses (Lias).

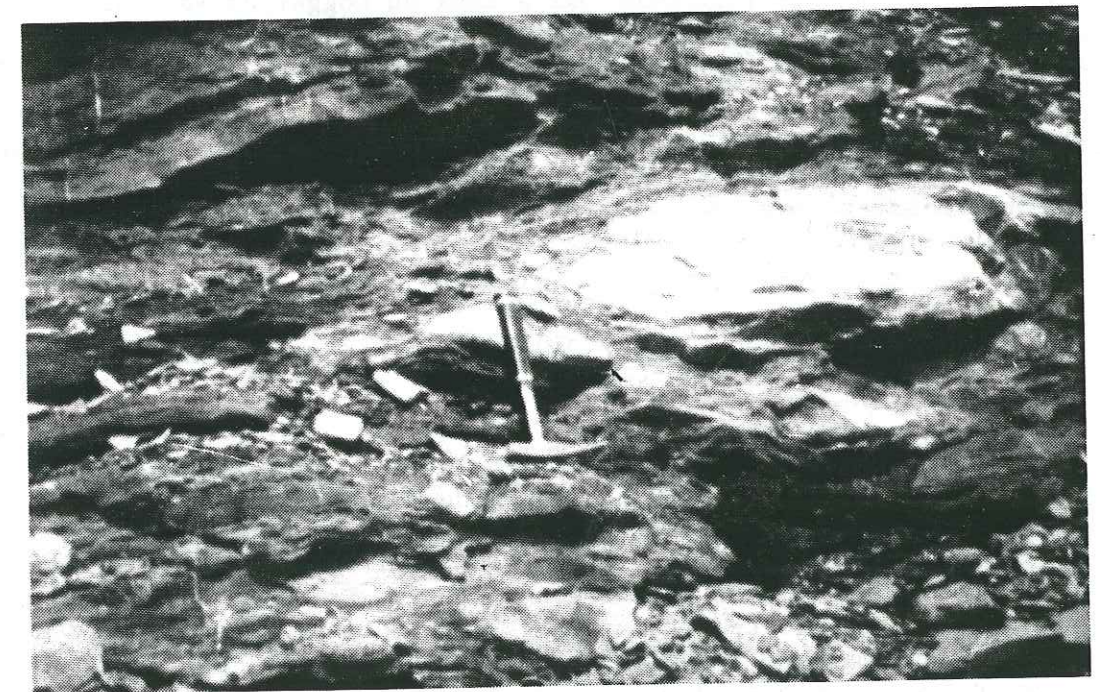


Fig. 28 : Blocs de Rhétien-Hettangien fossilifères remaniés à la base stratigraphique des calcschistes et marbres à zones siliceuses du Lias de l'unité de la Grande Motte (versant est de la Grande Motte).

En quelques endroits on peut tenter de proposer, au sein de cette formation, un découpage en plusieurs unités lithologiques attribuables à des niveaux stratigraphiques différents et non pas à de simples changements de faciès.

En effet, dans le massif Grande Casse-Grande Motte, surmontant stratigraphiquement les calcschistes et marbres sombres à zones siliceuses qui constituent l'essentiel des termes liasiques, on observe des calcschistes graphiteux très sombres avec des niveaux ou des amas (chenaux ou remplissages ?) de quartzites ferrugineux (par ex. à la base des séracs du glacier des Grands Couloirs, Fig. 29).

Egalement dans les escarpements du plateau du Turc, au-dessus des marbres sombres à zones siliceuses de la base du versant (Fig. 30), on note, au niveau d'une vire, des calcschistes graphiteux renfermant des lentilles de quartzites ferrugineux, fréquemment bréchiques, à éléments de dimensions millimétriques à décimétriques de micaschistes. Ces calcschistes font place ensuite à des marbres très siliceux, ankéritiques et très carbonés, avec localement des éléments dolomitiques parfois pluri-décimétriques, dont certains sont oolithiques. Ces marbres fournissent de grandes bélemnites⁽¹⁾, des entroques⁽¹⁾ et probablement des éponges fossilisées (?). On peut également y observer des textures de type Packstone⁽¹⁾. A la Grande Casse les schistes graphiteux avaient été attribués par Ellenberger (1958, p. 245) au Dogger "à Mytilus". En fait, les fossiles que fournissent les marbres du Turc (stratigraphiquement sus-jacents à ces schistes) ne correspondent pas à ceux du Dogger de Vanoise occidentale ; on peut ainsi très bien envisager que l'ensemble de ces termes soit aussi d'âge liasique (Lias moyen et/ou supérieur ?).

Les calcschistes et marbres sombres à zones siliceuses de l'unité de la Grande Motte débuteraient donc dès le Sinémurien supérieur et monteraient probablement, au moins localement, dans le Lias moyen ou supérieur.

2.5. Les marbres sombres et les quartzites (Dogger supérieur).

Au-dessus des formations attribuables au Lias, on rencontre fréquemment dans l'unité de la Grande Motte des marbres gris sombres ou noirs massifs ou plaquetés. Ils reposent en discordance sur les formations attribuables au Lias ; ils passent progressivement aux marbres du Malm. Ils ont d'ailleurs généralement des faciès assez voisins de ces derniers et leur limite est en général assez floue. Ils se différencient cependant des marbres du Malm par une couleur plus sombre et par la présence de fréquents niveaux détritiques. Ainsi, par exemple, dans le massif de Pramecou il s'agit de marbres gris sombres à noirs, parfois plaquetés, souvent associés à leur base à des niveaux de quartzites phylliteux beiges ou gris ; ces derniers prennent par endroits un aspect gris bleuté

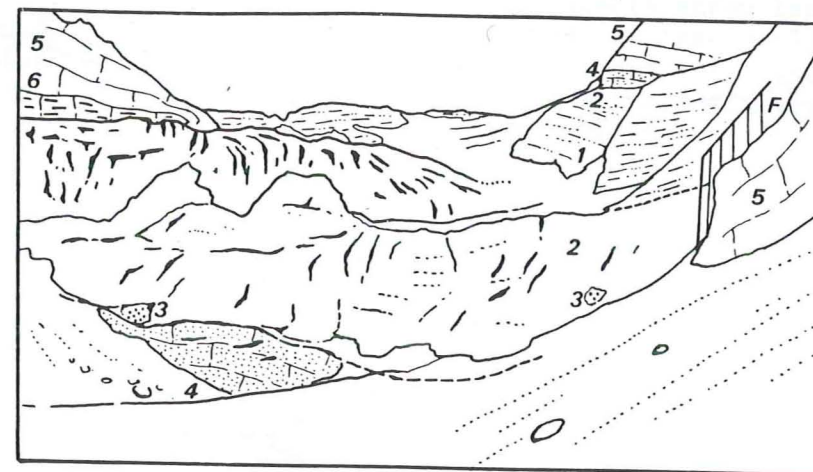


Fig. 29 : Les moutonnements glaciaires à la base des séracs du Glacier des Grands Couloirs (versant ouest de la Grande Casse).

1. Calcschistes et marbres à zones siliceuses (Lias) ; 2. Calcschistes sombres graphiteux ; 3. Quartzites gris ferrugineux (2 et 3 : Lias ?) ; 4. Marbres sombres (Dogger supérieur ?) ; 5. Marbres clairs homogènes (Malm) ; 6. Marbres chloriteux (Crétacé supérieur - Eocène inférieur).

ou noir, plus ou moins graphiteux, avec une patine ferrugineuse brune plus ou moins prononcée (Ellenberger, 1958 ; Broudoux, 1985 ; Jaillard et al., 1986). De plus, au Sud-Est des Rochers de Pierre Brune (Les Fontaines noires) on rencontre des éléments centimétriques à décimétriques de dolomies claires. Enfin, dans la région du Turc et de Lanserlia, il s'agit de marbres plaquetés très sombres. Régulièrement (Pramecou, Grande et Petite Balme, le Turc), ces marbres présentent des éléments figurés blanchâtres, probablement des oncolithes (Jaillard et al., 1986). Ces marbres sont attribuables au Dogger supérieur (Ellenberger, 1958 ; Broudoux, 1985 ; Deville, 1986 a et b ; Jaillard et al., 1986) ; leur similitude avec certains faciès de la matrice des brèches des unités de Val d'Isère, ou avec les marbres datés par ammonites du Callovien au Roc du Bourget (Ellenberger, 1958, p. 226) permet d'envisager pour eux un âge équivalent comme l'ont déjà proposé Jaillard et al. (1986).

2.6. Les marbres clairs homogènes (Malm - Crétacé basal p.p. ?).

Les marbres attribuables au Malm sont présents en de très nombreux endroits dans l'unité de la Grande Motte (Grande Casse, Grande Motte, Pramecou, Pierre Brune, Le Turc, Lanserlia, la Croix du Pisset, les pentes de Lorès - S.W. de la Roche des Fours) ; ils forment notamment l'essentiel des grandes dalles de marbres de la retombée nord-orientale de la Grande Motte.

(1) Détermination R. Wernli.

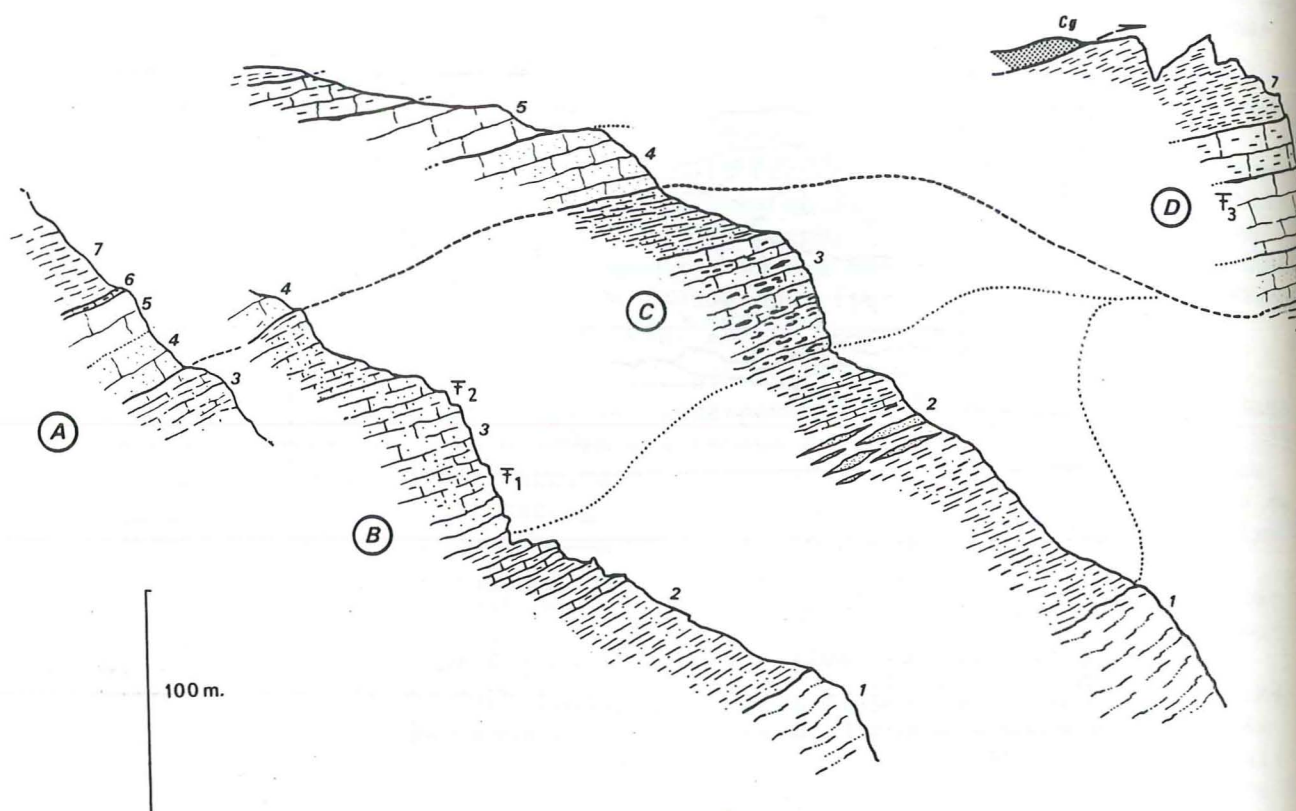


Fig. 30 : Coupes des termes liasiques et post-liasiques du Plateau du Turc et des Clochetons de Lanserlia.

A. Coupe du Ruisseau des Bröes ; B et C. Coupes du Plateau du Turc, respectivement versant nord et ouest ; D. Coupe des Clochetons de Lanserlia.
1. Calcschistes et marbres à zones siliceuses (Sinémurien supérieur ?) 2. Calcschistes siliceux graphiteux à lentilles de quartzites ferrugineux avec des graviers de micaschistes ; 3. Marbres siliceux et ankériteux, riches en matière organique, localement à éléments jusqu'à pluridécimétriques de dolomies (2 et 3: Lias moyen - supérieur ?) ; 4. Marbres sombres plaquetés (Dogger supérieur) ; 5. Marbres clairs homogènes (Malm) ; 6. Marbres chloriteux (Crétacé supérieur - Eocène inférieur) ; 7. Schistes de Pralognan (Eocène) ; Cg. Cargneules. F₁ : grandes bélemnites ; F₂ : entroques et éponges (?) F₃ : globigérines et *Globovalva*.

Ce sont des marbres massifs de couleur gris clair à passées blanchâtres. On y rencontre par endroits quelques niveaux de brèches intraformationnelles à intraclasts de dimensions millimétriques à décimétriques. On peut observer localement à leur sommet stratigraphique (notamment dans le versant dominant à l'Ouest le col de la Leisse) des passées présentant d'abondants éléments figurés aplatis de formes arrondies ou lenticulaires, probablement des oncolithes ; ceux-ci apparaissent en éléments noduleux blanchâtres sur un fond marmoréen gris. Ces éléments figurés se disposent systématiquement dans des sortes de chenaux en amandes plus ou moins imbriqués. Très fréquemment, vers le sommet stratigraphique de ces marbres, on rencontre des silex blancs en rognons disséminés ou en lits décimétriques continus.

La surface supérieure de ces marbres est en général ravinée

ou infiltrée par les Marbres chloriteux sus-jacents et/ou leurs encroûtements associés ; on observe même parfois de véritables remplissages de Marbres chloriteux dans de petites poches karstiques. Dans l'unité de la Grande Motte, l'épaisseur des marbres attribuables au Malm varie entre une dizaine et une cinquantaine de mètres. Nulle part nous n'avons rencontré, à la base de ces marbres, de niveaux de sédimentation condensée comme c'est le cas dans les unités de type Val d'Isère. Ces marbres apparaissent de manière continue et progressive au-dessus des termes attribuables au Dogger supérieur (cf. § 2.5.) ; ils semblent donc couvrir sans discontinuité sédimentaire apparente l'ensemble du Jurassique supérieur. Un âge, en partie, Crétacé basal n'est cependant pas à exclure notamment pour les faciès sommitaux riches en silex.

2.7. Les Marbres chloriteux et les encroûtements minéralisés associés (Crétacé "moyen" - Eocène inférieur).

Dans l'unité de la Grande Motte on peut distinguer deux types de Marbres chloriteux, d'âges différents. Les premiers n'apparaissent que localement (Vallon du Paquier, secteur à l'Ouest du Col de la Leisse, Croix du Pisset, etc...) et sont généralement très réduits ; les seconds sont omniprésents et plus épais que les précédents. Chacun d'eux présente fréquemment à leur base des encroûtements minéralisés (métallifères et phosphatés) formés en périodes de lacune sédimentaire ("Hard-grounds"). De plus, interstratifiés dans ces formations, on rencontre très localement des dépôts volcanogènes.

* Les encroûtements minéralisés inférieurs.

Ils se sont formés localement au toit des marbres à silex attribuables au Malm (cf. ci-dessus) sur une surface érodée (fissures, ravinements, petites poches karstiques, etc...) et rubéfiée (minéralisations phosphatées en apatite et carbonate-apatite). Ces encroûtements comprennent en fait des horizons d'âges différents se surmontant ou se recoupant par des remaniements et des réencroûtements successifs ; c'est dans ces niveaux que le Crétacé supérieur a été signalé pour la première fois en Vanoise (Raguin, 1925 et 1930). On y trouve des niveaux et/ou des éléments remaniés de l'Albien (à *Ticinella* sp.)⁽¹⁾ du Cénomaniens (à *Rotalipora* sp.)⁽¹⁾⁽²⁾, du Turonien (à *Helv. helvetica* (2)(3), et du Sénonien inférieur (à diverses formes bicarénées du type *Marginotruncana* sp. (1)(2), *Dicarinella* sp.⁽¹⁾, *Gl. cf. lapparenti* (4) ; *Gl. cf. angusticarinata* (4)). Ces croûtes fournissent également des aiguillons et des dents de sélaciens (découverts par Coney, Barbier et Gidon lors de la réunion exceptionnelle de la S.G.F. de 1954 ; cf. Barbier et al., 1954 et Ellenberger, 1958).

Ces niveaux inférieurs d'encroûtements minéralisés sont essentiellement ferro-phosphatés (cf. tableau d'analyses chimiques n° 1) ; la diffractométrie aux rayons X montre qu'ils se composent essentiellement de chlorite (thuringite), micas, carbonate-apatite et calcite, avec un peu de dolomite et d'ankérite⁽⁵⁾.

- (1) fossiles découverts à l'Ouest du Col de la Leisse, détermination M. Caron.
- (2) fossiles découverts au Vallon du Paquier, détermination M. Caron.
- (3) Signalé par Ellenberger (1958), détermination J. Sigal.
- (4) Signalé par Raguin (1930), détermination M.H. Douvillé.
- (5) Les analyses et les diffractogrammes ont été effectués par C. Pichocky.

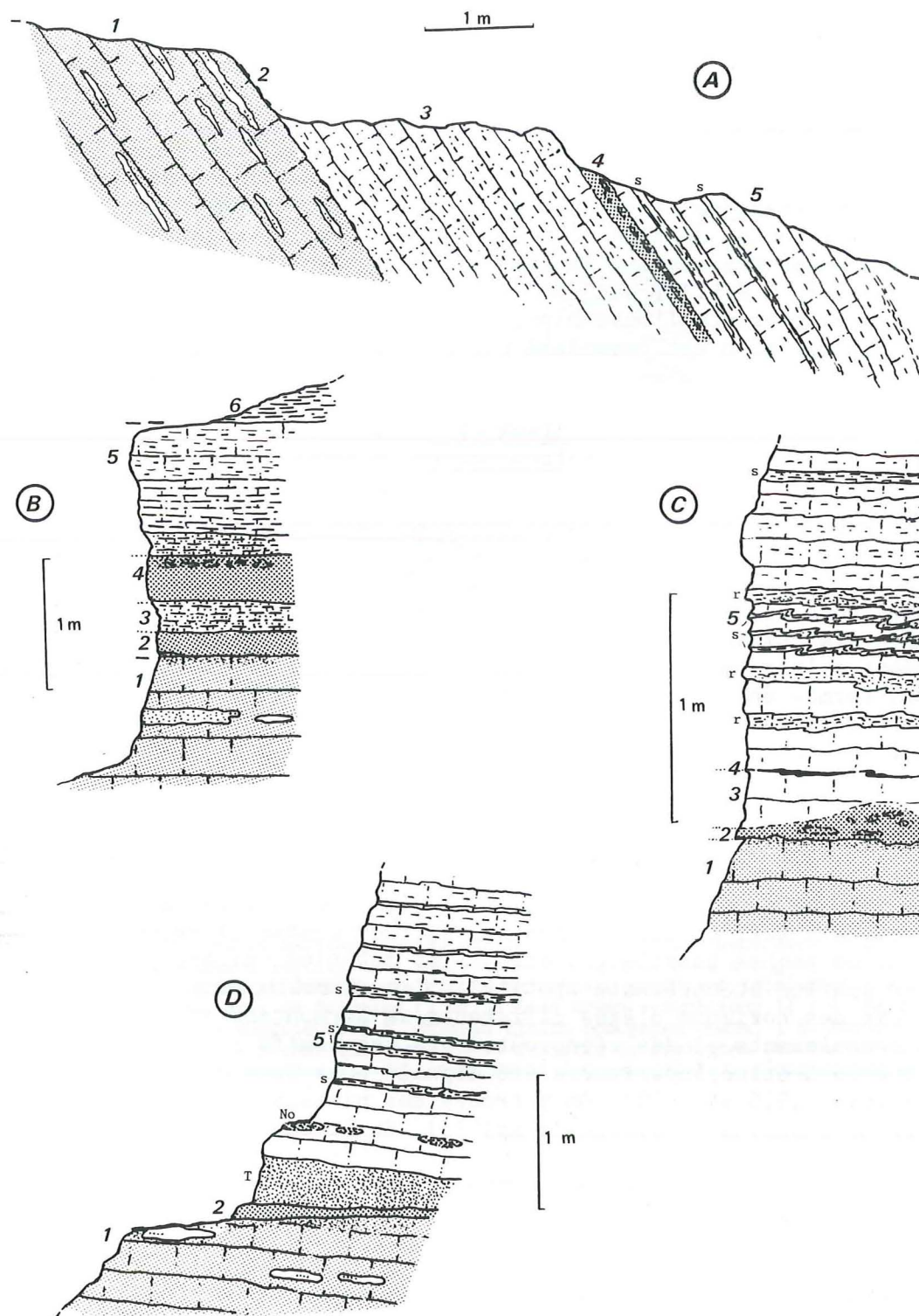


Fig. 31 : Quelques coupes dans les dépôts du Crétacé supérieur - Eocène inférieur de l'unité de la Grande Motte.

- A. Vallon du Paquier (x = 336,2 Km. ; y = 5035,2 Km.).
 B. Vallon du Paquier (x = 336,7 Km. ; y = 5035,0 Km.).
 C. Secteur à l'Ouest du Col de la Leisse (x = 335,0 Km. ; y = 5032,7).
 D. Secteur à l'Ouest du Col de la Leisse (x = 335,2 Km. ; y = 5032,65).

1. Marbres clairs à silex (Malm-Berriasien p. p. ?) ; 2. encroûtements minéralisés inférieurs (Albien à Sénonien inférieur) ; 3. Marbres chloriteux inférieurs (Sénonien supérieur) ; 4. encroûtements minéralisés supérieurs (Paléocène-Eocène inférieur) ; 5. Marbres chloriteux supérieurs (Eocène inférieur ?) ; 6. Schistes de Pralognan (Eocène).
 T. dépôts volcanogènes alcalins ; No. nodules minéralisés isolés ; S. lits phylliteux ; r. marbres phylliteux rougeâtres.

* Les Marbres chloriteux inférieurs.

Il s'agit d'anciens calcaires argileux pélagiques déposés localement au-dessus des encroûtements précédents. Ils sont moins phylliteux et de couleur plus brune que les Marbres chloriteux supérieurs. Leur partie sommitale est souvent phosphatée sur quelques centimètres et fournit alors de riches microfaunes du Maastrichtien probablement supérieur (*Globotruncanites stuarti*⁽¹⁾⁽²⁾, *Glita stuartiformis*⁽¹⁾, *R. contusa* ?⁽¹⁾, *Hétérohelix* sp.⁽¹⁾⁽²⁾). Ces Marbres chloriteux inférieurs (stratigraphiquement sus-jacents à des encroûtements datés du Sénonien inférieur) sont donc d'âge Sénonien supérieur.

* Les dépôts volcanogènes.

La description détaillée de ces niveaux sera faite ultérieurement (cf. § 3). Aux endroits où ils sont bien développés, ils recouvrent directement les encroûtements minéralisés inférieurs par l'intermédiaire de niveaux phosphatés datés du Maastrichtien, identiques à ceux décrits ci-dessus (les Marbres chloriteux inférieurs faisant défaut) ; ils sont eux-mêmes surmontés par des Marbres chloriteux à nodules minéralisés renfermant des microfaunes tertiaires (cf. ci-dessous).

* Les encroûtements minéralisés supérieurs.

Ils recouvrent tantôt les Marbres chloriteux inférieurs, tantôt directement les encroûtements minéralisés crétacés, tantôt enfin directement les marbres attribuables au Malm. Ils renferment des nodules qui présentent des coeurs ferrugineux et/ou phosphatés à globotruncanidés (notamment des formes bicarénées du Sénonien) et des cortex contenant des microfaunes à globigérines et *Globorotalia* du Paléocène-Eocène inférieur, dans lesquelles on note l'absence de formes de la base du Paléocène (associations à *Subbotina*, *Planorotalites*, *Acarinina* ?, *Morozovella*)⁽³⁾. Certains de ces nodules se retrouvent inclus à la base des Marbres chloriteux supérieurs (cf. ci-dessous).

Ces encroûtements minéralisés tertiaires sont également essentiellement ferro-phosphatés (cf. tableau d'analyses chimiques n° 1). L'étude aux rayons X montre qu'ils se composent notamment de chlorite ferrique, carbonate-apatite hématite, hydroxyl-apatite et calcite ; de plus l'existence de plagioclase (oligoclase), rutile et de minéraux titanifères (ilménite et anatase)⁽⁴⁾ témoigne probablement de la présence de particules volcanogènes remaniées dans ces encroûtements.

- (1) fossiles découverts à l'Ouest du Col de la Leisse, détermination M. Caron.
 (2) fossiles découverts au Vallon du Paquier, détermination M. Caron.
 (3) Déterminations G. Glaçon.
 (4) Les analyses et les diffractogrammes ont été effectués par C. Pichocky.

* Les Marbres chloriteux supérieurs.

Ils présentent une couleur généralement verte, parfois légèrement rougeâtre et montrent, par endroits, des niveaux très phylliteux. Leur épaisseur est très variable, depuis 1 ou 2 mètres jusqu'à une cinquantaine de mètres (l'épaisseur moyenne étant de 10 à 15m). Ces marbres passent de manière rapide mais progressive au terme suivant : les Schistes de Pralognan.

2.8. Les Schistes de Pralognan (Eocène).

Il s'agit généralement de schistes pélitiques gris ou noirs à nombreux microlits organogènes et/ou quartzo-micacés, alternant avec de petits niveaux de marbres bruns plus ou moins gréseux. Parfois ces derniers niveaux sont assez épais et forment de grandes lentilles de marbres, plus ou moins chloriteux, mimant les Marbres chloriteux sous-jacents.

Certains faciès, par exemple dans les environs du Col de la Leisse, correspondent à des argilites vertes à très nombreuses lentilles marmoréennes beiges. Certaines de ces lentilles sont de grande taille (plusieurs dizaines de mètres) et assez épaisses (plusieurs mètres). Au sein de celles-ci on rencontre également des niveaux ou des blocs ayant le faciès des Marbres chloriteux. Localement ces niveaux prennent une importance considérable au point de présenter l'aspect de "Marbres chloriteux à interstratifications de Schistes de Pralognan".

L'épaisseur observable de ces schistes est généralement d'une dizaine à une vingtaine de mètres ; elle peut atteindre localement une cinquantaine de mètres.

3°/- Caractères stratigraphiques, pétrographiques, géochimiques et signification géodynamique des dépôts volcanogènes de la limite Crétacé-Tertiaire.

3.1. Introduction.

Des dépôts à grains très fins, de couleur vert clair à gris et à patine brunâtre, ont été découverts, dans l'unité de la Grande Motte, interstratifiés dans les formations pélagiques du Crétacé-Tertiaire (les Marbres chloriteux et les encroûtements minéralisés associés). Ces roches sont bien représentées notamment à l'Ouest du Col de la Leisse (Fig. 32 et 33), où elles apparaissent au sein de grandes dalles polies par l'érosion glaciaire. L'épaisseur de ces niveaux ne dépasse pas une cinquantaine de centimètres ; latéralement, ils s'étendent sur quelques centaines de mètres.

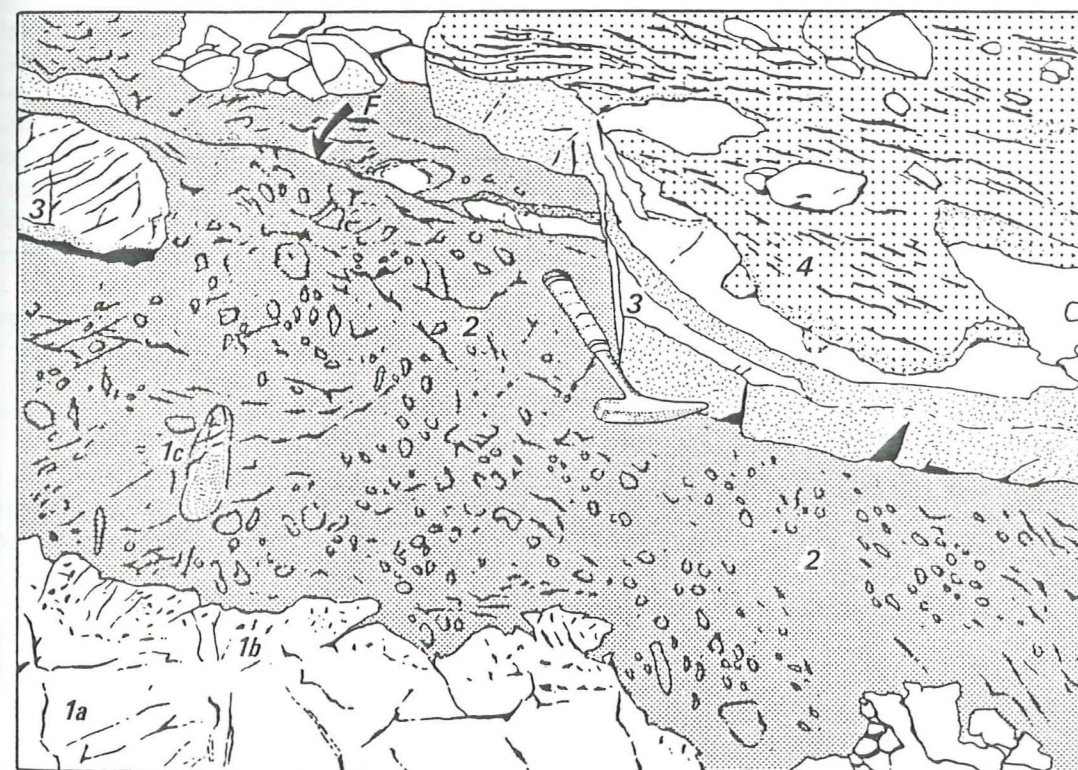


Fig. 32 : Aspect à l'affleurement des dépôts volcanogènes de l'unité de la Grande Motte.

1. Marbres à silex du Malm (Crétacé basal p.p. ?) ; 1a. Marbres gris clair à blancs avec quelques oncolithes ; 1b. Marbres phosphatisés ; 1c. Silex ; 2. Encroûtements minéralisés du Crétacé terminal (à *Gta. stuarti*, *Gta. stuartiformis*, *R. contusa* ?, *Heterohelix* sp.) à éléments remaniés de marbre et de silex du "Malm" et d'encroûtements minéralisés de l'Albien (à *Ticinella* sp. ?), du Cénomani (à *Rotalipora* sp.), du Turonien (à *Helv. helvetica*) du Sénonien inférieur (à diverses formes bicarénées du genre *Dicarinella* et *Marginotruncana*) ; F. Paléofissure dans les marbres du Malm encroûtée par les niveaux précédents ; 3. Dépôts volcanogènes ; 4. Marbres chloriteux à nodules minéralisés du Paléocène (à *Subbotina* et *Planorotalites*).

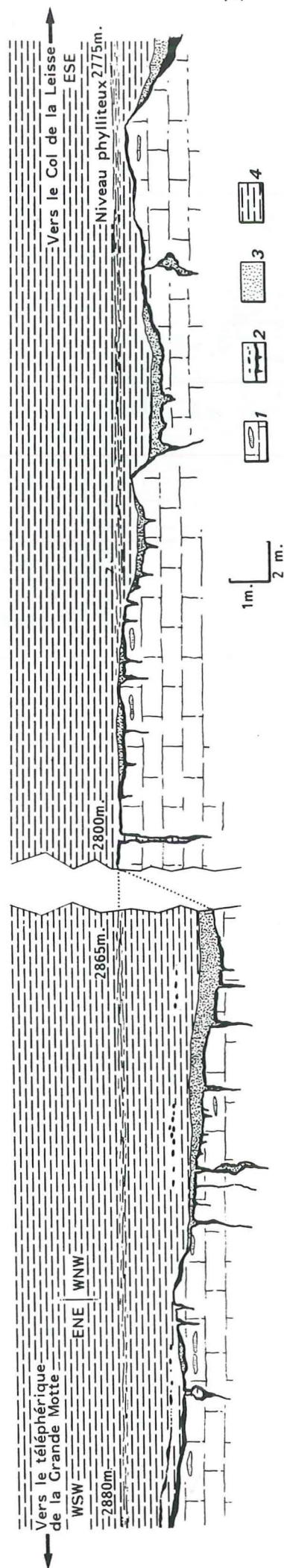


Fig. 33 : Disposition générale des dépôts volcanogènes de l'unité de la Grande Motte.

1. Marbres à silex (Malm-Crétacé basal pp ?).
2. Encroûtements et nodules minéralisés.
3. Dépôts d'origine volcanique.
4. Marbres chloriteux (ici d'âge paléocène à éocène inférieur).

3.2. Position stratigraphique et âge des dépôts.

Les roches considérées recouvrent des encroûtements ferro-phosphatés correspondants à des dépôts variés dont les plus récents sont datés du Maastrichtien (Fig. 32). Elles sont elles-mêmes surmontées par des Marbres chloriteux renfermant, à leur base, des nodules minéralisés dont le cortex a fourni des microfaunes d'âge paléocène (Fig. 32). Ces datations indirectes fournissent donc un premier calage stratigraphique que des données directes permettent d'affiner. En effet, les microfaunes observées au sein des quelques lits carbonatés interstratifiés avec le matériel en question (cf. infra) sont d'âge crétacé ; en aucun endroit, ces niveaux n'ont livré de faunes attribuables au Tertiaire. Ces faits permettent donc d'envisager que la mise en place de ces dépôts s'est effectuée au cours du Maastrichtien et plus vraisemblablement vers la fin de cet étage.

3.3. Aspect, constitution.

* Aspect macroscopique.

Ces roches à grains très fins moulent, à leur base, de façon parfaite, les irrégularités des encroûtements sous-jacents ; localement elles s'infiltrant au sein des marbres attribuables au Malm (Fig. 33) en comblant d'anciennes fissures, elles-mêmes tapissées d'encroûtements minéralisés. Là où ils sont le plus épais, ces niveaux montrent un aspect massif homogène (Fig. 32). Latéralement, ils s'amenuisent et ne sont alors conservés qu'à la faveur d'irrégularités du substratum, soit dans de petites dépressions, soit à l'abri de proéminences des marbres. En certains endroits ils sont interstratifiés avec des lits carbonatés et remanient parfois des clastes millimétriques d'encroûtements minéralisés. Ces faits suggèrent que la mise en place finale de ces matériaux s'est effectuée sous l'action de courants sous-marins plus ou moins violents.

* Aspect microscopique.

Au microscope, les niveaux massifs sont constitués par un assemblage de fantômes de phénocristaux apparaissant dans une matrice cryptocristalline.

. Les phénocristaux, très hétérométriques, sont totalement épigénisés en carbonates et séricites ; il s'agit probablement d'anciens plagioclases.

. La matrice est finement recristallisée en chlorite, quartz, aggrégats de minéraux titanifères (présentant les raies de l'anatase)(1), micas blancs (présentant les raies de la paragonite)(1), opaques, albite, calcite, ± amphibole bleue, ± pumpellyite.

Ces roches présentent donc des caractéristiques de metabasites de nature prasinitique.

(1) Ces diffractogrammes ont été réalisés par C. Pichocky.

3.4. Origine.

Par leur constitution et leur mode de gisement ces roches évoquent d'anciens horizons volcanogènes initialement composés d'un ensemble de particules assez fines et non de dépôts massifs ; leur aspect général permet d'exclure qu'il s'agisse d'épanchements volcaniques "in situ".

Ces dépôts pourraient représenter soit d'anciens tufs d'origine volcano-sédimentaire (il s'agirait ainsi de matériaux fins directement mis en place à l'issue d'une éruption volcanique et rapidement remaniés : pluie de cendres par exemple), soit d'anciens sables volcano-détritiques (épéclastites) produits de l'érosion d'édifices volcaniques plus anciens.

On peut toutefois remarquer que ces roches ne présentent pas les textures microbréchiques et les figures sédimentaires classiques des dépôts détritiques gravitaires (granoclassements, stratifications entrecroisées, etc...). Ces niveaux correspondent donc, plus probablement, à d'anciennes cendres volcaniques, d'origine locale ou plus lointaine, tombées en pluies sur le fond marin (alors représenté par une surface durcie minéralisée).

3.5. Composition chimique.

Dix échantillons ont été analysés ; huit dans des niveaux massifs sans aucune évidence macroscopique d'interstratifications ou de remaniements d'origine sédimentaire et deux dans des niveaux présentant des lits carbonatés et des éléments remaniés ferrugineux et/ou phosphatés (cf. tableau d'analyses chimiques n°2)(1).

* Problème de la mobilité des éléments lors de processus d'altération ou de métamorphisme et rôle des contaminations sédimentaires.

Les pourcentages importants en perte au feu (entre 4 et 8%) des termes analysés reflètent le caractère fortement altéré du matériel étudié.

Deux types de résultats se dégagent de ces analyses :

1- Les concentrations en éléments majeurs tels que Si, Ti, Fe, Al, Mg, P, en éléments de transition tels que V et Cr, en éléments incompatibles et en terres rares sont très homogènes et s'inscrivent dans un éventail tout à fait courant pour des laves basiques (cf. tableau d'analyses ; cf. infra).

(1) Les analyses ont été effectuées à l'Institut Louis Pasteur à Strasbourg au moyen d'un spectromètre d'émission à plasma I.C.P.
Les échantillons ont été broyés avec un broyeur à agate.

Les concentrations variables et généralement faibles en alcalins (Na_2O : 0,77 à 0,96%, sauf une valeur à 5,06% ; K_2O : 0,05 à 0,20%), en CaO (0,3 à 4,5%), en Sr (20,3 à 52,4 p.p.m.) et en Ba (14,0 à 66,3 p.p.m.) peuvent être attribuées à un lessivage de ces éléments mobiles dans les solutions aqueuses, lors de processus d'altération à basse température ou de spilitisation ; il est cependant probable que ces éléments aient été également remobilisés lors du métamorphisme alpin.

2- Les teneurs en Co, Ni, Cu et Zn sont en revanche beaucoup trop élevées par rapport à des concentrations habituelles de laves basiques. Il faut certainement relier ces taux importants à la proximité des roches analysées avec des encroûtements minéralisés riches en ce type d'éléments (jusqu'à 1282 p.p.m. en Co, 2228 p.p.m. en Ni, 488 p.p.m. en Cu et 478 p.p.m. en Zn ; cf. tableau d'analyses chimiques n° 1).

Ces valeurs élevées peuvent être imputées à des contaminations par des particules sédimentaires lors du dépôt des matériaux considérés et/ou de leur éventuel balayage par les courants marins ; ceci s'accorde avec le fait que les anomalies en ce type d'éléments sont les plus fortes dans les échantillons où l'on observe des évidences de remaniements sédimentaires (analyses n° 9 et 10). L'hypothèse de remobilisations lors du métamorphisme alpin paraît peu probable car elles affecteraient préférentiellement des éléments tels que Si ou Al, dont les concentrations homogènes font penser qu'ils n'ont été que peu affectés par de tels processus.

Les valeurs élevées en Fer sont peut-être aussi en partie attribuables à des contaminations sédimentaires.

* Affinités géochimiques.

- Éléments majeurs.

Les concentrations en éléments majeurs des niveaux massifs correspondent à des valeurs de roches basiques peu différenciées. Plus précisément, ces analyses permettent de mettre en évidence la nette tendance alcaline de ces roches par leurs concentrations, homogènes et élevées, en Titane et en Fer.

- Éléments en traces.

A l'opposé des teneurs en Co, Ni, Cu et Zn (cf. supra), les concentrations en éléments en traces réputés peu mobiles (éléments de transition tels que V, Cr ; éléments incompatibles et terres rares) sont très homogènes et correspondent, très probablement, aux proportions exprimées dans les matériaux qui ont été à la source de ces dépôts.

Les concentrations élevées en Ce, Zr et Nb par rapport à Y, ainsi que le net enrichissement en terres rares légères (Fig. 35) permettent de confirmer les affinités alcalines de ces roches déjà décelées d'après les concentrations en éléments majeurs.

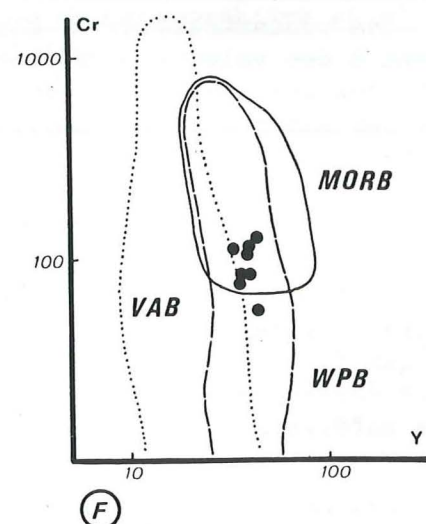
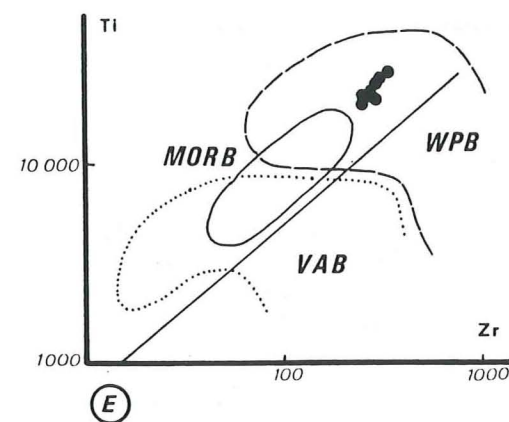
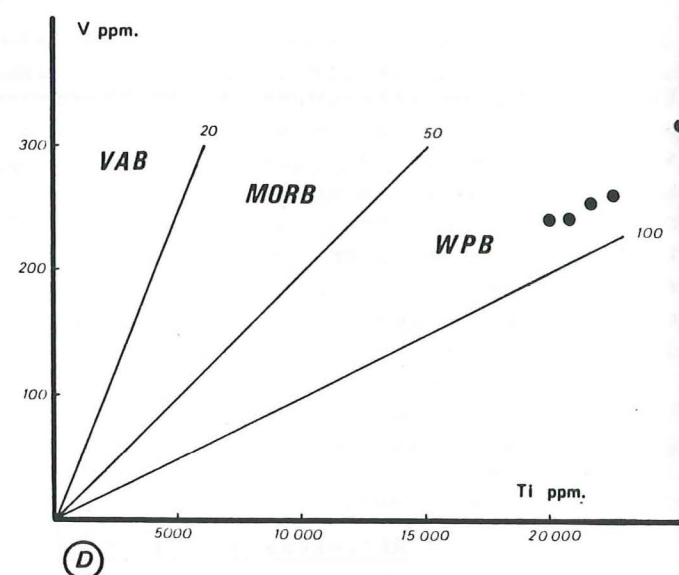
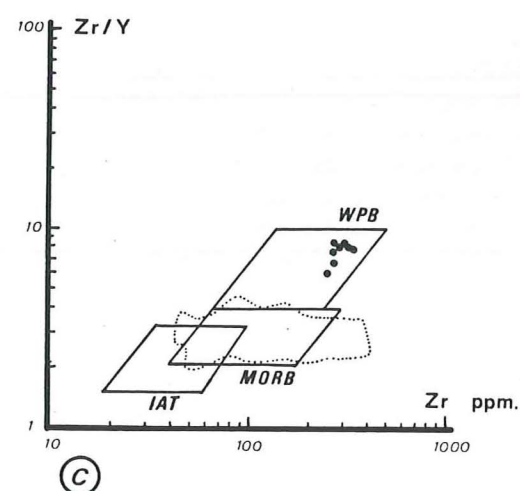
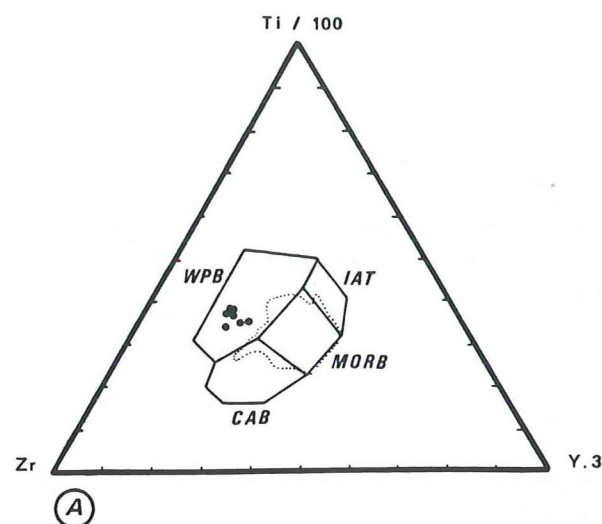


Fig. 34 : Diagrammes de discrimination des différents types magmatiques selon leur contexte géodynamique appliqués aux dépôts volcanogènes de l'unité de la Grande Motte.

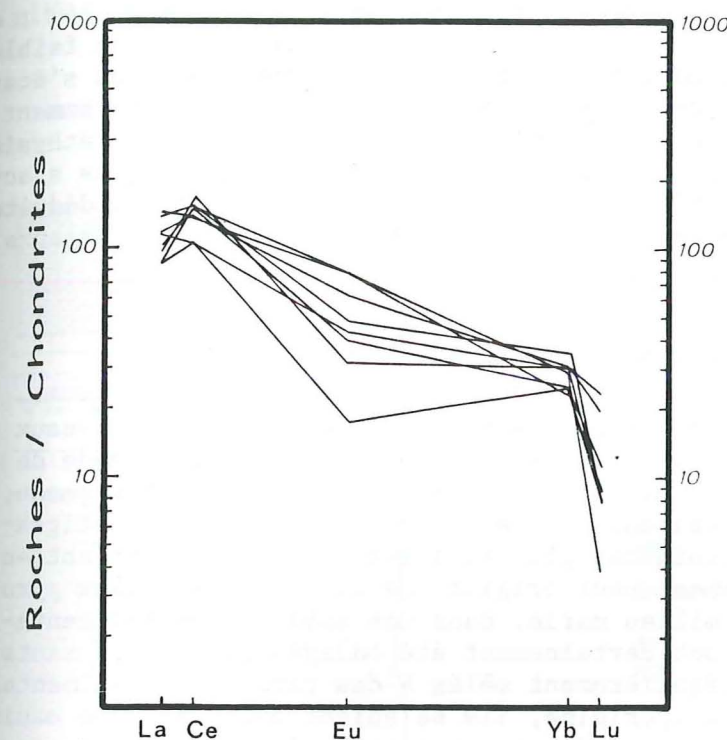


Fig. 35 : Spectre de terres rares des dépôts volcanogènes de l'unité de la Grande Motte.

Fig. 34 : Diagrammes de discrimination des différents types magmatiques selon leur contexte géodynamique appliqués aux dépôts volcanogènes de l'unité de la Grande Motte.

M.O.R.B. : tholeiites abyssales.

V.A.B. : basaltes d'arcs volcaniques.

IAT : basaltes tholeiitiques pauvres en K des Arcs insulaires.

CAB : basaltes calco-alkalins.

W.P.B. : basaltes intraplaques.

. A : diagramme ternaire (Zr - Ti/100 - Y.3) de Pearce et Cann (1973) (1).

. B : diagramme rectangulaire (Ti/Y - Nb/Y) de Pearce (1982).

. C : diagramme rectangulaire (Z/Y - Zr) de Treuil et Joron (1975), champs d'après Pearce et Norry (1979)(1).

. D : diagramme rectangulaire (V-Ti) de Shervais (1982).

. E et F : diagrammes rectangulaires (Ti-Zr) et (Cr-Y) de Pearce et al. (1981).

(1) En pointillé : champ des laves et métalaves tholeiitiques du paléo-océan téthysien alpin.

(d'après Monviso, 1980 ; selon les analyses de basaltes de l'Apennin septentrional et des metabasites du groupe de Voltri et du Mont Viso).

Par ailleurs, ces analyses s'écartent de celles de basaltes d'arcs volcaniques en raison des valeurs relativement élevées en Y (Fig. 34,F). De plus, l'enrichissement en Zr et Ti par rapport à Y et les fortes concentrations en Ti comparées à V, sont caractéristiques d'un volcanisme intraplaque mis en place dans un contexte anorogénique (Pearce et Cann, 1973 ; Pearce et al., 1981 ; Pearce, 1982 ; Shervais, 1982 ; Fig. 34) ; en particulier la valeur élevée du rapport Zr/Y, caractéristique d'un faible taux de fusion partielle du manteau montre que les termes analysés s'écartent nettement d'une lignée de différenciation tholeiitique et notamment de celle des basaltes épanchés sur le plancher de l'ancien océan téthysien alpin (cf. Lombardo et al., 1980, Fig. 34,C). Ces caractéristiques s'accordent donc bien avec les affinités alcalines du matériel étudié déduites à la fois d'après les éléments en traces et d'après les éléments majeurs.

3.6. Bilan et signification géodynamique.

Dans l'unité de la Grande Motte on rencontre des niveaux massifs de roches basiques qui, d'après leur constitution, leur mode de gisement et leur composition chimique, correspondent, très probablement, à d'anciens dépôts d'origine volcanique. Ces niveaux sont calés stratigraphiquement, grâce à des microfaunes planctoniques, dans le Maastrichtien-Paléocène. Ils ont probablement pour origine une pluie de matériaux pyroclastiques fins déposés en milieu marin, dans une ambiance de sédimentation pélagique. Ces dépôts ont certainement été balayés par les courants marins et ont ainsi été irrégulièrement mêlés à des particules sédimentaires. On peut envisager, qu'à l'origine, ils se soient déposés d'une manière plus étendue dans ce secteur du domaine briançonnais puis qu'ils aient été entraînés en majeure partie, par les courants, dans d'autres secteurs de la mer téthysienne de la fin du Crétacé - début du Tertiaire. La mise en évidence de tels dépôts permet d'expliquer les influences volcanogènes déjà remarquées dans divers types de sédiments du Crétacé supérieur - Eocène inférieur du domaine briançonnais qui se caractérisent notamment par des teneurs élevées en Ti, Sr, Cr et Va (Bourbon, 1980 ; Broudoux, 1985).

Ces roches basiques présentent une nette tendance alcaline et pourraient dériver d'un magmatisme de type "intraplaque" survenu dans un contexte anorogénique. Par leurs caractéristiques géochimiques, elles diffèrent notablement de laves tholeiitiques (telles que les épanchements basaltiques du domaine océanique téthysien ou telles que les coulées et sills des roches vertes du Versoyen, Loubat, 1968 ; Antoine et al., 1973 ; Lasserre et Laverne, 1976) ; elles diffèrent également de laves calco-alcalines (telles que les matériaux pyroclastiques oligocènes des "Grès de Taveyannaz" et des "Grès du Champsaur", des zones externes ou les "porphyres de Biellaz" dans la région d'Ivrée ; cf. Vitally, 1980 ; Giraud, 1983, etc...). En revanche, ces dépôts sont probablement à comparer, tant par leur nature que par leur âge, aux émissions volcaniques alcalines du Crétacé terminal - début du Tertiaire connues dans les Alpes méridionales (coulées basaltiques et dépôts volcano-sédimentaires alcalins ; voir, Rampnoux, 1963 ; Piccoli, 1964 ; Tardy, 1970 ; Fogelgesang, 1975 ; etc...). On peut d'ailleurs envisager que les centres éruptifs des Alpes méridionales soient à l'origine des dépôts en question (?).

Cette activité magmatique alcaline revêt un caractère particulier puisque l'on considère généralement que la chaîne alpine a évolué dans un contexte de collision continentale depuis le Crétacé supérieur. Elle pourrait correspondre à une période de calme tectonique et à un contexte de distension ayant affecté les domaines internes alpins vers la limite Crétacé-Tertiaire.

4°/- Conclusions sur la série de l'unité de la Grande Motte.

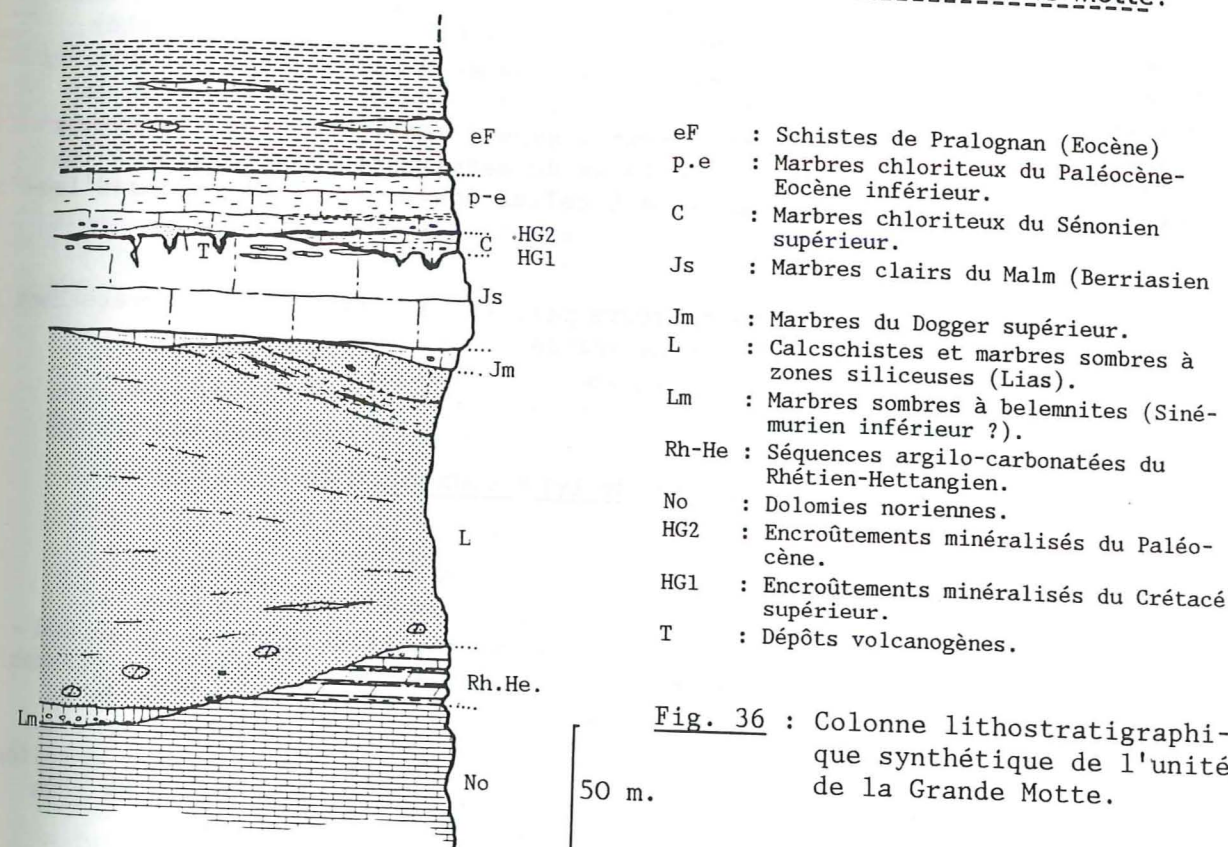


Fig. 36 : Colonne lithostratigraphique synthétique de l'unité de la Grande Motte.

La série de l'unité de la Grande Motte est systématiquement décollée à la base du Norien. Elle comprend, au-dessus des dolomies noriennes, généralement des séquences argilo-carbonatées du Rhétien-Hettangien, puis localement des dépôts bréchiques de la fin de l'Hettangien et du début du Sinémurien. Viennent ensuite les épais dépôts détritiques liasiques qui constituent l'originalité de cette unité. Puis, on observe par endroits des niveaux quartzitiques et des marbres sombres attribuables au Dogger supérieur. Le sommet de cette série est typiquement briançonnais, avec d'anciens calcaires pélagiques du Malm (Berriasien p.p.), une lacune importante du Crétacé inférieur et d'anciens calcaires argileux pélagiques du Crétacé "moyen" à l'Eocène inférieur renfermant des encroûtements minéralisés très semblables à ceux des unités de Val d'Isère ou de Vanoise méridionale et septentrionale (Broudoux, 1985) et à ceux des unités de la région de Briançon (Bourbon, 1980). C'est dans ces dépôts pélagiques que se sont interstratifiés des dépôts volcanogènes alcalins, vers la limite Crétacé-Tertiaire. Les formations du Malm et du Crétacé supérieur ne sont jamais bréchiques, contrairement à celles des unités briançonnaises que nous décrivons

plus loin. La série de la Grande Motte n'est donc vraiment originale que par son Lias épais ; en effet des successions globalement comparables existent dans certaines unités briançonnaises externes (Nappe de Peyre Haute ; Debelmas, 1955). Il convient également de souligner que le sommet briançonnais de cette série s'oppose nettement à celui des séries dites "prépiémontaises" (de type Roche des Clos - Grande Hoche ; Lemoine et al., 1978) et des séries piémontaises (par ex. Caron, 1977 ; Marthaler et al., 1986).

* Au Sud-Ouest du terrain étudié, l'unité de la Grande Motte est largement représentée dans le massif de la Dent Parrachée (Ellenberger, 1958 ; Dondey, 1986). Des lambeaux de séries attribuables à l'unité de la Grande Motte sont emballés dans la "nappe des gypses", aux environs de Sollières en haute Maurienne ; lesquels gypses chevauchent la coupole paléozoïque et une partie des couvertures du massif d'Ambin, notamment la série de Bellecombe qui s'apparente à celles des unités de type Val d'Isère (cf. § b.).

Vers le Nord, on ne retrouve pas, en Vanoise, d'unité présentant une série comparable à celle de la Grande Motte.

c- Les séries des unités de type Calabourdane.

1°/- Présentation :

Depuis le secteur de la Cascade du Pisset (environ 3 km au Sud - Sud-Ouest du Manchet) jusqu'au Fornet (à l'Est de Val d'Isère), en passant par la Roche des Fours, le Plan et le Refuge des Fours, la vallée de la Calabourdane, le versant nord de la Tête de Solaise et la Tête d'Arollay (Fig. 4 et carte géologique), on rencontre une bande, relativement étroite, constituée de formations aux caractères particuliers, différents de ceux des terrains rencontrés dans les unités décrites précédemment.

Il s'agit de plusieurs écaïlles de Paléozoïque et de Trias associés à diverses formations carbonatées comprenant :

- . très localement, des brèches polygéniques à matrice de quartzites ou de marbres blancs attribuables au Dogger supérieur-Malm ;
- . des Marbres chloriteux bréchiques, à éléments polygéniques, attribuables au Crétacé supérieur-Eocène inférieur ;
- . une épaisse formation de schistes noirs comparable aux Schistes de Pralognan et attribuable à l'Eocène.

2°/- Les observations lithostratigraphiques :

2.1. Le Paléozoïque et le Trias inférieur de la Calabourdane et de la Tête de l'Arollay.

Dans la vallée de la Calabourdane on rencontre trois grandes

écaïlles, tectoniquement superposées, constituées essentiellement de Paléozoïque et de Trias inférieur (carte géologique et fig. 40). Les deux écaïlles inférieures renferment uniquement des schistes cristallins chlorito-albitiques (Permo-Carbonifère ?) ; l'écaïlle supérieure présente, en continuité stratigraphique, au-dessus de quelques dizaines de mètres de schistes chlorito-albitiques, une vingtaine de mètres de quartzites phylliteux verts à quartz roses et à galets siliceux (faciès classiques du Permo-Trias), puis une cinquantaine de mètres de quartzites francs lités, à interlits phylliteux, avec des ripple-marks et des stratifications encroisées (faciès classiques du Werfénien ; Fig. 40).

Il est également tentant de rattacher les schistes cristallins de l'antécime ouest du Pélaou Blanc à ces écaïlles, puisque géométriquement ils se disposent dans leur prolongation, le raccord direct étant érodé (cf. coupes géologiques). De telles écaïlles, de moindre dimensions, se retrouvent au Clapier de la Rosière, à la base est du Rocher du Charvet, ainsi qu'en divers endroits du massif de la Roche des Fours (cf. carte géologique). A la Tête d'Arollay enfin, on retrouve des schistes cristallins que l'on a été amené à rattacher à cet ensemble de séries.

Les faciès des termes paléozoïques ont été décrits précédemment (cf. § 1.b.) ; ceux des quartzites du Werfénien sont identiques à ceux des unités de Val d'Isère.

2.2. Les formations carbonatées de la Calabourdane et de la Tête d'Arollay.

2.2.1. Les brèches à matrice de quartzites ou de marbres blancs (Dogger supérieur - Malm ?).

Ces niveaux n'ont été observés qu'à l'antécime ouest du Pélaou Blanc (Fig. 37). Les éléments de ces brèches sont polygéniques ; on y reconnaît des éléments de schistes cristallins paléozoïques, de quartzites du Trias inférieur, de diverses dolomies triasiques et de marbres gris probablement également triasiques. Ces niveaux peuvent être attribués par leur faciès au Jurassique, probablement au Dogger supérieur ou au Malm (?).

2.2.2. Les Marbres chloriteux bréchiques (Crétacé supérieur-Eocène inférieur).

A l'exception de l'antécime ouest du Pélaou Blanc (cf. supra), la formation stratigraphiquement liée au Paléozoïque-Trias inférieur de la Calabourdane et de la Tête de l'Arollay est constituée de Marbres chloriteux (les autres niveaux qui sont en contact avec ces schistes cristallins le sont toujours par l'intermédiaire de cisaillements majeurs localement injectés de cargneules).

Ces Marbres chloriteux s'observent notamment en différents endroits de la vallée de la Calabourdane (pentes dominant le Plan des

Gouilles au Sud-Est, Fig. 39 ; escarpements au Nord-Est du Plan inférieur des Fours, Fig. 40 ; les premiers affleurements dominant les ruines à proximité du pont de la Calabourdane, en rive droite, Fig. 38 ; les affleurements du lit de la Calabourdane immédiatement au Sud du Manchet, etc...) et à la Tête de l'Arollay (Fig. 41).

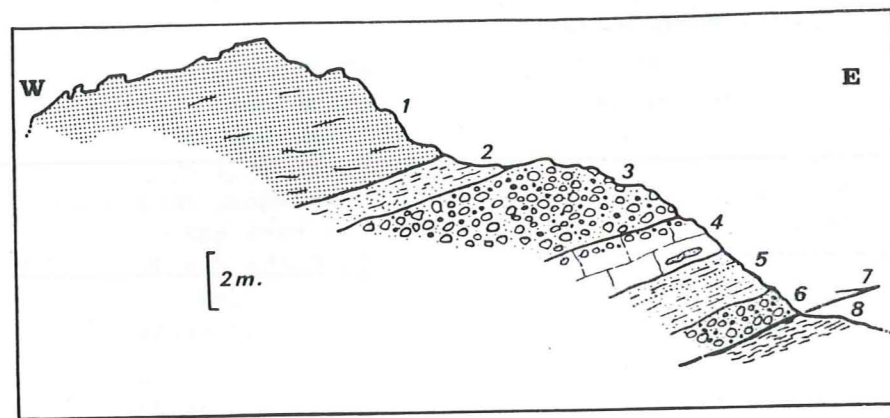


Fig. 37 : Coupe de l'antécime ouest du Pélaou Blanc.

1. Schistes cristallins verdâtres (Paléozoïque) ; 2. Quartzites verts ; 3. Brèche, à matrice de quartzite blanc et à éléments essentiellement dolomitiques avec quelques éléments de marbres gris ; 4. Marbres blancs bréchiques à éléments de quartzites blancs ; 5. Quartzites et micaschistes verdâtres ; 6. Brèche à matrice de quartzite blanc et à éléments dolomitiques ; (2 à 6. Dogger supérieur - Malm ?) ; 7. Contact anormal jalonné par un liseré de cargneules ; 8. Schistes de Pralognan, appartenant probablement aux unités des Fours.

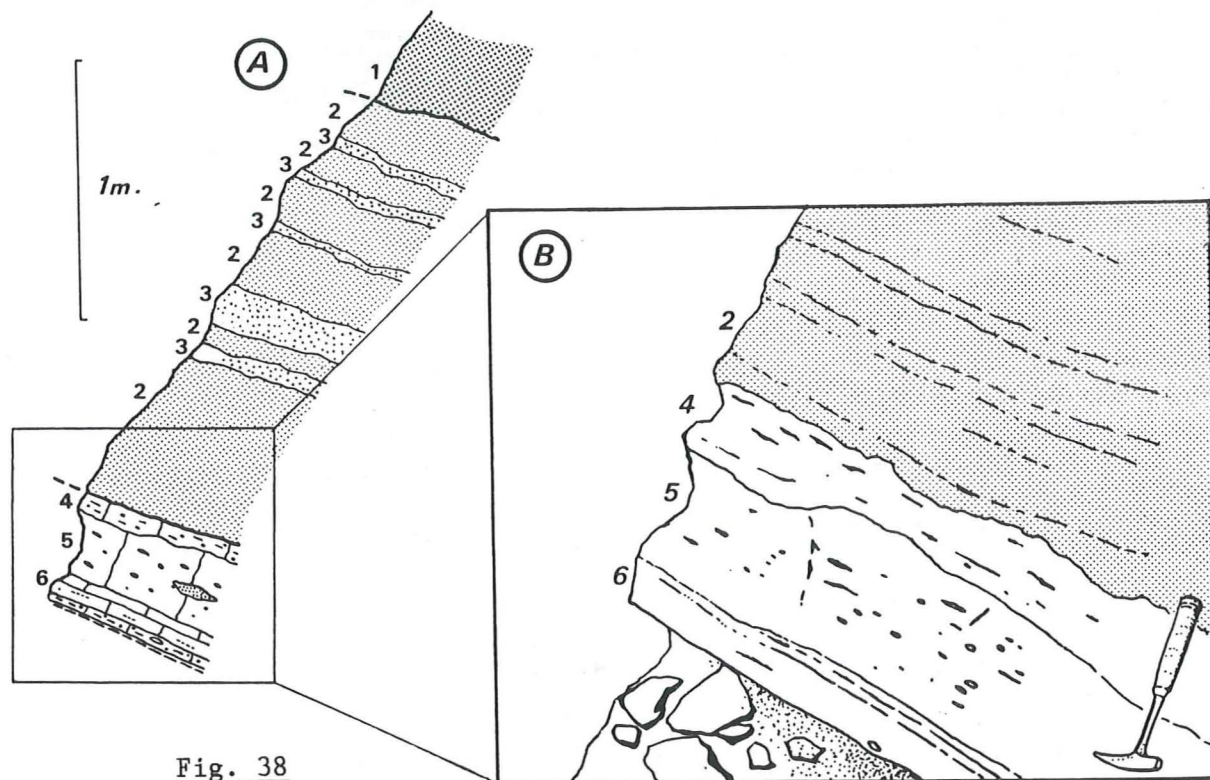


Fig. 38

Dans toutes ces coupes, on observe systématiquement :

* *Un passage progressif aux Marbres chloriteux par l'intermédiaire de niveaux détritiques siliceux variés, parfois relativement épais (jusqu'à une vingtaine de mètres). Ces derniers présentent fréquemment de petites interstratifications marmoréennes ou des éléments quartzitiques ou carbonatés (divers éléments de dolomies et des éléments de marbres blancs). Les relations entre le substratum siliceux authentique et ces niveaux détritiques sont souvent difficiles à délimiter mais localement on peut observer ces derniers en position discordante, voire ravinante, sur le "vrai" Paléozoïque ou Trias inférieur (notamment dans les escarpements au Nord-Est du Plan inférieur des Fours, Fig. 40).*

* *Des Marbres chloriteux massifs fréquemment bréchiques ; localement ces marbres sont pauvres en chlorites et présentent alors des passées ou des niveaux continus de marbres blancs interstratifiés dans le faciès classique des Marbres chloriteux (voir notamment Fig. 38). Les éléments rencontrés dans ces marbres sont polygéniques : micaschistes chlorito-albitiques paléozoïques, quartzites du Trias inférieur, diverses dolomies triasiques et marbres gris triasiques et/ou jurassiques ; ils sont de formes légèrement anguleuses ou arrondies. Les carbonates sont généralement brunis à leur périphérie. L'épaisseur de ces marbres est souvent réduite, de l'ordre de 2 ou 3 mètres mais peut atteindre une vingtaine de mètres comme au Plan inférieur des Fours (Fig. 40).*

L'âge de ces niveaux doit s'inscrire dans la fourchette généralement attribuée aux Marbres chloriteux de Vanoise qui s'étend du Crétacé supérieur à l'Eocène inférieur.

Fig. 38 : Coupe à hauteur des premiers affleurements dominant les ruines, à proximité du pont de la Calabourdane.

A. La coupe. 1. Schistes cristallins homogènes (Paléozoïque) ; 2. Lits quartzitiques ; 3. Lits de schistes cristallins "reconstitués" ; 4. Marbres chloriteux bruns à éléments de dolomies brunies ; 5. Marbres blancs à éléments de dolomies brunies et de quartzites ; 6. Marbres chloriteux bruns à éléments de dolomies brunies (2 à 6. Crétacé supérieur - Eocène inférieur).

B. Détail du contact termes siliceux - termes carbonatés. (mêmes indices que pour A).

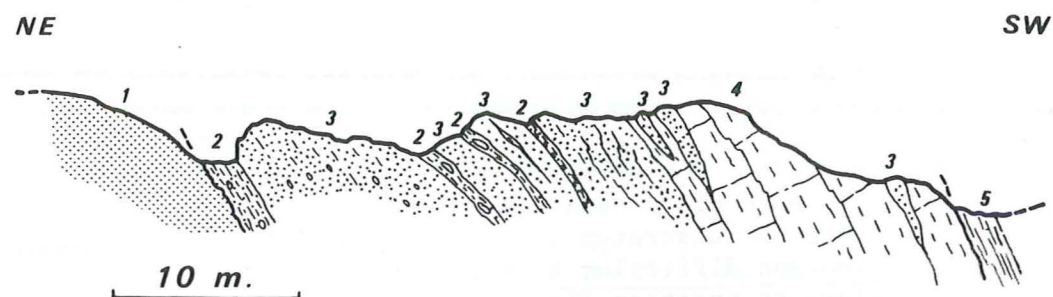


Fig. 39 : Coupe des affleurements dominant le Plan des Gouilles au Sud-Est.

1. Schistes cristallins homogènes (Paléozoïque) ; 2. Schistes cristallins "reconstitués", à éléments de quartzites blancs ; 3. Quartzites blancs à verts, à éléments de quartzites blancs ; 4. Marbres chloriteux (2 à 4. Crétacé supérieur - Eocène inférieur) ; 5. Schistes noirs (Eocène).

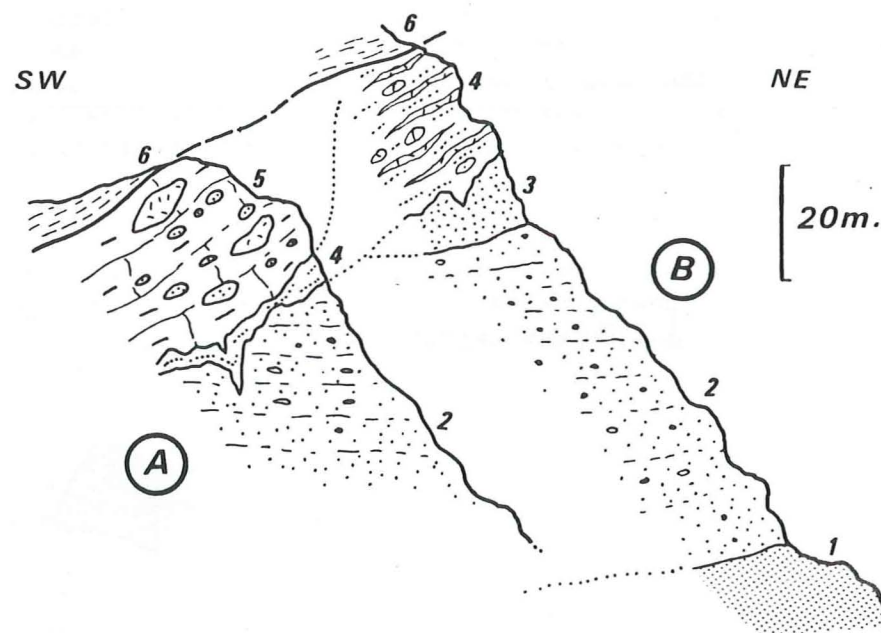


Fig. 40 : 2 coupes des escarpements au Nord-Est du Plan inférieur des Fours.

A. Coupe méridionale. B. Coupe septentrionale.

1. Schistes cristallins (Paléozoïque) ; 2. Quartzites phylliteux verts à quartz roses et à éléments quartzitiques ("Permo-Trias") ; 3. Quartzites lités à ripple marks et stratifications obliques (Werfénien) ; 4. Lits quartzitiques à niveaux de sables dolomitiques et à éléments de dolomies et de marbres blancs brunis ; 5. Marbres chloriteux à lits quartzitiques et à éléments de quartzites et de dolomies ; 6. Schistes noirs (Eocène).

2.2.3. Les schistes noirs pélitiques (Eocène).

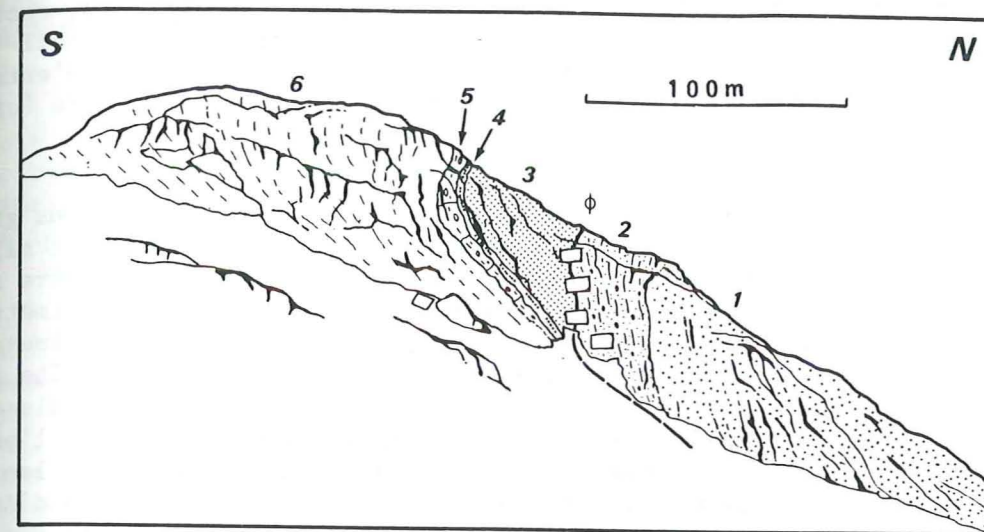


Fig. 41 : Coupe de la Tête de l'Arollay vue de la station supérieure du Téléphérique du Fornet.

1. Quartzites blancs lités (Werfénien) ; 2. Quartzites phylliteux verts à quartz roses et à éléments quartzitiques (Permo-Trias) ; 3. Schistes cristallins (Paléozoïque) ; 4. Niveaux de schistes cristallins ou de quartzites "reconstitués" à éléments ou interstratifications carbonatées ; 5. Marbres chloriteux bréchiques à éléments de schistes cristallins, de quartzites et de dolomies (Crétacé supérieur - Eocène inférieur) ; 6. Schistes noirs à lentilles de Marbres chloriteux (Eocène).

Le couloir de roches broyées où sont construits les paravalanches (représentés ici par les rectangles blancs) correspond manifestement à un contact anormal. En effet, cartographiquement, ce contact tronque les différents niveaux de part et d'autre ; de plus, les polarités inverses des écaillles de part et d'autre conforte cette interprétation.

On a donc probablement ici une écaille semblable, par sa série et sa position structurale, à celles de la vallée de la Calabourdane (Terme 3, 4, 5 et 6) en contact avec le Permo-Trias et Werfénien des unités de Val d'Isère (cf. carte géologique).

Dans plusieurs des coupes mentionnées ci-dessus, on observe, en continuité stratigraphique au-dessus des Marbres chloriteux, au moins quelques mètres de schistes pélitiques noirs ; ceux-ci prennent localement une épaisseur importante comme par exemple à la Tête de l'Arollay (Fig. 41). Dans d'autres cas ces schistes sont associés tectoniquement aux écaillles de la Calabourdane et de la Tête de l'Arollay. De manière générale on les suit de proche en proche depuis la Cascade du Pisset jusqu'au Fornet. En effet, du Sud vers le Nord, on les voit apparaître immédiatement en amont de la Cascade du Pisset, coincés tectoniquement entre les niveaux liasiques de l'unité de la Grande Motte et les "Schistes lustrés" de la klippe de la Sana ; ils se développent en direction du Nord-Est vers le Col au Nord de la Pointe des Lorès ; on peut ensuite les suivre cartographiquement dans toutes la périphérie du Plan supérieur des Fours, puis les environs du refuge des Fours, du Plan inférieur des Fours et du Plan des Gouilles, où ils sont imbriqués de manière complexe avec les écaillles de la Calabourda-

ne. Ils réapparaissent, bien développés, immédiatement au Sud du Manchet et se suivent alors dans le versant rive gauche de la basse Calabourdane, dans le versant nord de la Tête de Solaise, puis vers la Tête de l'Arollay et, enfin, jusqu'au village du Fornet même, dans les marmites de l'Isère (cf. carte géologique). L'ensemble de ces schistes a été rattaché sur le schéma structural (Fig. 4) aux unités de type Calabourdane, ceci essentiellement sur des arguments de continuité cartographique; soulignons néanmoins qu'il est tout à fait envisageable qu'une partie d'entre eux appartiennent à d'autres unités et notamment à celles des Fours (cf. § e.).

Il s'agit de schistes pélitiques noirs, plus ou moins graphiteux et siliceux, à petits niveaux marmoréens roux ankériteux et siliceux, avec parfois des passées argilitiques verdâtres. On y rencontre régulièrement des interstratifications lenticulaires d'épaisseur décimétrique à plurimétrique de marbres roux ankériteux et siliceux; certaines de ces lentilles, en général les plus épaisses, se chargent par endroits en chlorite au point de mimer le faciès des "Marbres chloriteux". Localement, ce dernier type de lentille atteint des dimensions importantes, de l'ordre d'une dizaine de mètres d'épaisseur et d'une centaine de mètres de longueur (par ex. en rive gauche de la base Calabourdane et à la Tête d'Arollay). Assez fréquemment on observe dans cette formation schisteuse des éléments arrondis décimétriques à plurimétriques de Marbres chloriteux. Plus rarement on y rencontre des microbrèches à éléments dolomitiques et même quelques rares blocs métriques de dolomies. Certaines de ces dolomies sont oolithiques. Ces schistes noirs ont fourni en deux endroits des sections de Gastéropodes (60m au Nord-Ouest du Refuge des Fours et environ 500m au Sud-Est de la Cascade du Pisset, près du P.C. 2568m).

Cette formation est finalement directement comparable aux Schistes de Pralognan des unités de Val d'Isère ou de la Grande Motte aux endroits où ils sont épais (par ex. au Plan des Nettes, au Col de la Leisse).

3°/- Conclusions sur les séries des unités de type Calabourdane.

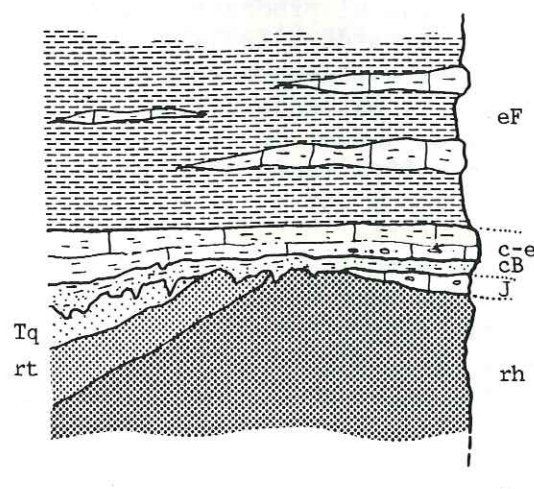


Fig. 42 : Colonne lithostratigraphique synthétique des unités de type Calabourdane.

- eF : Schistes de Pralognan (Eocène).
- cB : Marbres chloriteux (Crétacé supérieur - Eocène inférieur).
- cR : lits détritiques siliceux à la base des Marbres chloriteux.
- J : Brèches à matrice de marbres clairs (Dogger supérieur - Malm).
- Tq : Quartzites francs (Trias inférieur).
- rt : Quartzites phylliteux (Permo-Trias).
- rh : Schistes cristallins (Permo-Carbonifère).

Les écaillles visibles dans la vallée de la Calabourdane et dans la région de la Tête de l'Arollay présentent donc, en divers endroits, des termes de couverture carbonatée réduits, en contact stratigraphique avec des formations du Paléozoïque et du Trias inférieur, comme cela avait été remarqué par Niemeyer (1979). Ces termes sont rattachables, par leur faciès, pour certains au Dogger supérieur - Malm et pour les autres au Crétacé supérieur - Paléocène.

Ces termes carbonatés présentent systématiquement, à leur base, soit des lits détritiques siliceux parfois ravinants, soit des éléments polygéniques siliceux, d'origine sédimentaire indubitable; ces matériaux détritiques présentent des caractères de conglomérats de base et attestent de la nature stratigraphique de ce contact.

La présence de niveaux détritiques siliceux ou micaschisteux et de blocs de micaschistes paléozoïques ou de quartzites werféniens remaniés dans le Dogger supérieur - Malm et dans le Crétacé supérieur des unités des Fours (cf. § suivant) constitue un argument indirect pour envisager que, localement, certaines parties du Briançonnais interne aient été érodées de la totalité de leurs termes mésozoïques au cours de ces deux périodes. Le type de séries, décrit dans ce chapitre, montrant les niveaux de tel âge reposant jusque sur le paléozoïque, s'inscrit donc très bien dans cette ambiance générale.

Des séries comparables à celles de la Calabourdane ont été décrites ou envisagées immédiatement au Nord du secteur étudié, à la Pointe de la Traversière et en haut Val de Rhême (Bertrand, 1894; Boussac, 1913; Ellenberger, 1958, p. 328; Elter, 1971 et 1972; Niemeyer, 1979; Marion, 1984). Elles appartiennent à des unités qui occupent une position structurale comparable à celles de la Calabourdane.

e- Les séries des unités de type Les Fours.

1°/- Présentation :

Les formations que l'on a regroupées dans cet ensemble de séries affleurent essentiellement dans la région des Fours (haute vallée de la Calabourdane). En direction du Sud-Ouest, elles apparaissent tout le long de la barre rocheuse qui s'étend depuis l'arête nord-ouest de la Pointe de Méan Martin jusqu'aux replats dominant à l'Ouest le Plan supérieur des Fours. On les retrouve en pointements dans la plaine fluvio-glaciaire au Nord du Glacier des Fours puis au rognon P.C. 2805m (au Sud-Est du Plan supérieur des Fours), au Pélaou Blanc et à la Pointe de l'Arselle. Elles disparaissent cartographiquement au Nord de la Pointe de l'Arselle. Puis, au Nord du terrain étudié, au lieu-dit "Pré-Chemin" (immédiatement au Sud-Est de la Tête de l'Arollay) réapparaît une unité dont la série s'apparente à celles du secteur des Fours. Il s'agit de la terminaison méridionale du faisceau du Fornet (Ellenberger, 1958) qui se développe largement, au Nord-Est du secteur d'étude, dans la paroi de la Pointe de Bazel vers le Col de Rhême-Calabre et se prolonge plus au Nord en haut Val de Rhême. Enfin, au Sud du terrain étudié, dans la fenêtre de Lanslebourg, on rencontre des éléments de séries dilacérés qui s'apparentent également aux séries des Fours.

Les formations qui constituent ce type de séries comprennent :

- des dolomies litées claires (Trias, probablement le Norien) ;
- localement des marbres sombres massifs et des marbres sombres à zones siliceuses (Lias) ;
- généralement (car pouvant manquer localement), des marbres gris ou blancs bréchiques à éléments polygéniques parfois de grande taille (Dogger supérieur - Malm) ;
- une mégabrèche à matrice de Marbres chloriteux, à éléments polygéniques pouvant être de très grande taille (Sénonien, peut-être en partie Paléocène - Eocène inférieur) ;
- des Schistes de Pralognan .

2°/- Les observations stratigraphiques :

2.1. La région des Fours.

2.1.1. Les dolomies claires litées (Norien ?).

Ces dolomies s'observent dans la retombée nord-ouest du Pélaou Blanc et de la Pointe de l'Arselle. Il s'agit de dolomies litées, à cassure gris clair à blanche et à patine jaune, en bancs décimétriques à métriques avec des interlits schisteux gris-brun ou verdâtre; elles présentent ainsi le faciès habituel du Norien. A leur sommet stratigraphique, elles sont systématiquement bréchifiées ou démantelées sous forme de sables do-

lomitiques plus ou moins pollués par un détritisme quartzeux (Fig. 43 et 44).

2.1.2. Les marbres sombres massifs et les marbres à zones siliceuses (Lias).

Dans la région des Fours, ces marbres n'ont été observés, à leur position stratigraphique, qu'à la base nord-ouest de la Pointe de l'Arselle dans des replis du rognon dolomitique dominant le chalet des Fours. Ailleurs, ils ont dû être totalement érodés car ce sont soit les marbres clairs bréchiques, soit les marbres chloriteux qui reposent directement sur les dolomies claires.

On y distingue :

- des marbres gris sombres bréchiques, à éléments dolomitiques décimétriques (Fig. 43a). Ils fournissent des sections de bélemnites et sont de faciès identique à ceux de l'unité de la Grande Motte attribuables au Sinémurien inférieur (cf. § c.2.3).
- des marbres à zones siliceuses et à éléments dolomitiques décimétriques (Fig. 43 a et b). Ils sont en tous points comparables au Lias de l'unité de la Grande Motte.



Fig. 43 : Coupes du passage du Trias au Lias à la base ouest de la Pointe de l'Arselle.

A: au point x = 343,7 km - y = 5030,25 km

B: au point x = 343,75 km - y = 5030,3 km (série inverse).

1. Dolomies blondes (Norien ?) ; 2. Dolomies bréchifiées et brèches à éléments de dolomies et à matrice de marbres gris et de quartzites gris ; 3. Marbres gris sombres bréchiques à éléments dolomitiques, à bélemnites (Sinémurien inférieur ?) ; 4. Marbres sombres à zones siliceuses avec quelques éléments dolomitiques bruns (Lias).

2.1.3. Les marbres clairs bréchiques (Dogger supérieur - Malm).

On les observe en de nombreux endroits dans le secteur du Fond des Fours. Ils sont de couleur gris clair et généralement bréchiques.

Les clastes polygéniques ont des dimensions centimétriques à décimétriques. Il s'agit d'éléments de dolomies, généralement claires (Norien ?), de quartzites du Trias inférieur et de micaschistes paléozoïques (cf. coupe du Fond des Fours ; Fig. 44). De manière fréquente on remarque dans ces marbres, des lits de sables siliceux et surtout de sables dolomitiques d'épaisseurs parfois plurimétriques ; quand ce dernier type de lits est très abondant, l'aspect général de cette formation rappelle certains niveaux triasiques (cf. § b.2.2.). Ces marbres montrent très souvent des indices d'instabilité sédimentaire (figures de tassement, petites failles synsédimentaires, etc...). Par leur position stratigraphique et leur faciès, ces marbres peuvent être attribués au Dogger supérieur ou au Malm.

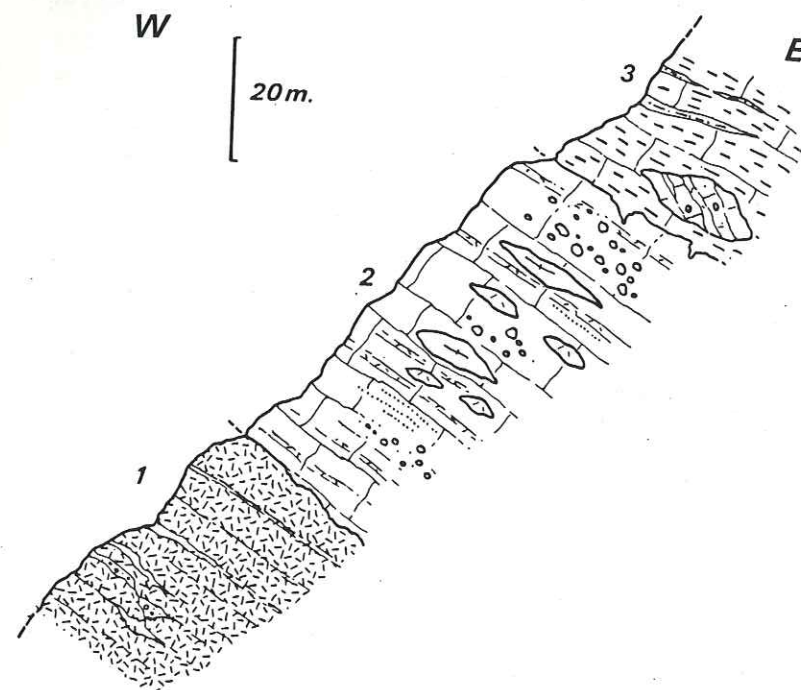


Fig. 44 : Coupe du Fond des Fours.
(au point $x = 344$ km ;
 $y = 5029,9$ km).

1. Dolomies blondes litées en gros bancs (Norien ?), avec des infiltrations bréchiques à matrice et éléments dolomitiques et des infiltrations de quartzites noirs ; 2. Marbres gris rubanés de lits dolomitiques ou plus rarement de lits quartzitiques avec des éléments de diverses dolomies de marbres gris de quartzites du Trias inférieur et de micaschistes paléozoïques ; 3. Marbres chloriteux bréchiques avec des blocs de marbres blancs eux-mêmes bréchiques (2) et des lits micaschisteux détritiques.

2.1.4. La mégabrèche à matrice de Marbres chloriteux (Crétacé supérieur - Paléocène et Eocène inférieur p.p.).

Elle affleure essentiellement dans la barre rocheuse des lacs de Bézin (cirque supérieur des Fours) ; on la retrouve ensuite au rognon P.C. 2805m, au Pélaou Blanc et à la Pointe de l'Arselle. A sa base stratigraphique, elle repose le plus souvent sur les marbres clairs bréchiques ; en quelques endroits pourtant, elle surmonte directement les dolomies claires triasiques (Pélaou Blanc).

Cette formation à matrice de Marbres chloriteux atteint des épaisseurs considérables, totalement inhabituelles comparées aux autres types de séries décrit précédemment. Parfois elle n'est pas bréchique, le faciès correspondant est alors semblable à celui des Marbres chloriteux typiques des autres endroits de Vanoise, un peu plus riche cependant en passées détritiques quartzo-micacées, comme c'est le cas, par exemple, à l'Ouest du Plan supérieur des Fours et au sommet du Pélaou Blanc.

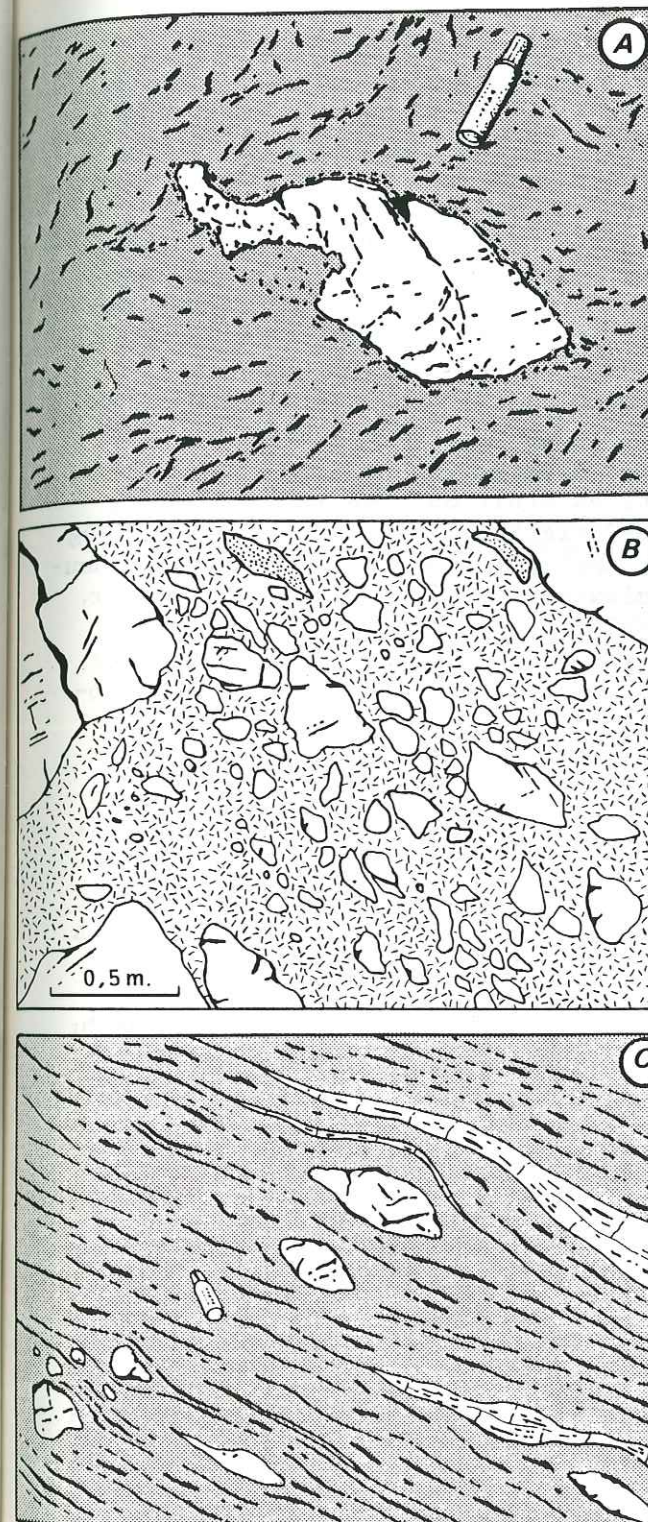


Fig. 45 : Quelques exemples des matériaux détritiques rencontrés dans la mégabrèche des Fours.

- A. Élément dolomitique isolé dans des lits détritiques micaschisteux (au point $x = 342,05$ km ; $y = 5028,75$ km).
- B. Brèche à matrice dolomitique et à éléments dolomitiques (en blanc) et quartzites (en pointillés) (au point $x = 342$ km ; $y = 5027,25$ km).
- C. Alternances de micaschistes (en grisé) et de Marbres chloriteux (en barres verticales) avec des éléments de dolomies (en blanc) (au point $x = 342,05$ km ; $y = 5028,75$ km).
- D. Alternance de lits micaschisteux (en grisé) et de Marbres chloriteux (en blanc) (au point $x = 341,55$ km ; $y = 5028,15$ km).

De manière systématique apparaissent latéralement, dans ces marbres, des blocs de tailles variées, parfois énormes, et des niveaux détritiques micaschisteux ou ovarditiques ("socle reconstitué"). Par exemple, dans la barre rocheuse des lacs de Bézin, on rencontre à proximité du p. C. 2774m, incluses dans les Marbres chloriteux, une grande lentille de marbres sombres siliceux à faciès liasique de 200m de long sur une vingtaine de mètres de large, ainsi que plusieurs autres, plus petites, de quartzites francs du Trias inférieur. Plus au Sud, au droit est de la Pointe Sud des Lorès, formant un léger ressaut, on observe dans ces Marbres chloriteux des niveaux stratiformes de schistes cristallins d'épaisseur centimétrique à plurimétrique (Fig. 45,D). Ceux-ci deviennent de plus en plus abondants en direction du Sud. Dans certains on remarque des brèches polygéniques, à éléments quartzitiques ou dolomitiques ; certaines passées bréchiques sont "sans" ciment (éléments jointifs), d'autres sont en partie à matrice dolomitique (Fig. 45,B). Dans les escarpements au droit est des lacs de Bézin, une grande lentille de quartzites du Trias inférieur, de plus de 100m de long est incluse dans ces schistes cristallins. Puis, à la base de la barre rocheuse, ces derniers deviennent quasiment exclusifs sur plus de 60m d'épaisseur. Ils présentent alors l'aspect de termes paléozoïques ; cependant, épisodiquement on y observe soit des interstratifications plus ou moins bréchiques à faciès de Marbres chloriteux (Fig. 45,A), soit des éléments carbonatés totalement isolés (Fig. 45,C).

Cet ensemble de terrains désordonnés, à faciès variés, correspond, en fait, à une seule et même formation à valeur de mégabrèche, dont la matrice est constituée de Marbres chloriteux plus ou moins chargés en niveaux détritiques variés (micaschistes, ovardites ou sables dolomitiques) et dont les éléments polygéniques atteignent parfois des dimensions énormes. La matrice de cette mégabrèche a fourni vers les lacs de Bézin (x = 341,55 km ; y = 5028,25 km) des sections de foraminifères planctoniques bicarénés (globotruncanidés du Turonien supérieur - Sénonien) indéterminables au niveau du genre ; de tels fossiles avaient déjà été signalés par Ellenberger (1958, p. 319) au Pélaou Blanc.

2.1.5. Les Schistes de Pralognan (Eocène).

Dans les unités des Fours on observe peu de Schistes de Pralognan ; ils sont visibles notamment au Nord des lacs de Bézin et au Pélaou Blanc. Ils sont semblables à ceux de la Calabourdane (cf. § d).

2.2. Autres séries semblables à celles des Fours en Vanoise orientale.

* Région du Fornet.

La terminaison méridionale du faisceau du Fornet présente une série très semblable à celles des unités des Fours. Une bonne coupe est aisément accessible à proximité de la route de l'Iseran au lieu-dit "Pré-chemin". On y retrouve, en particulier ici, des Marbres chloriteux très épais avec des éléments de micaschistes paléozoïques et des lits de micaschistes reconstitués.

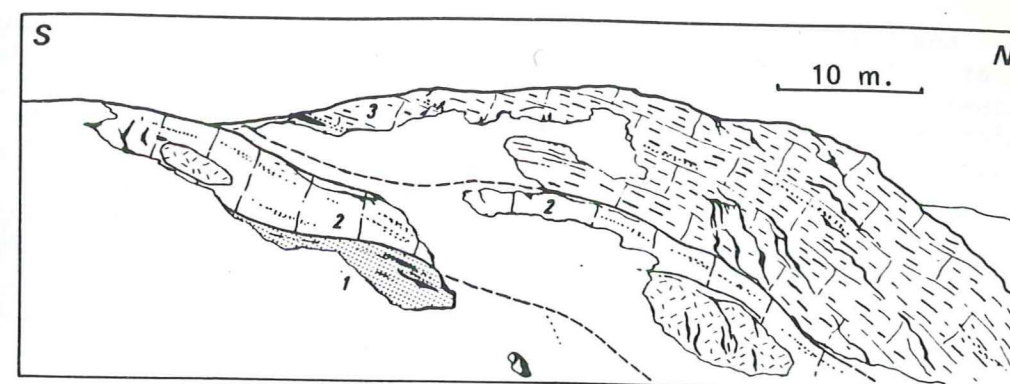


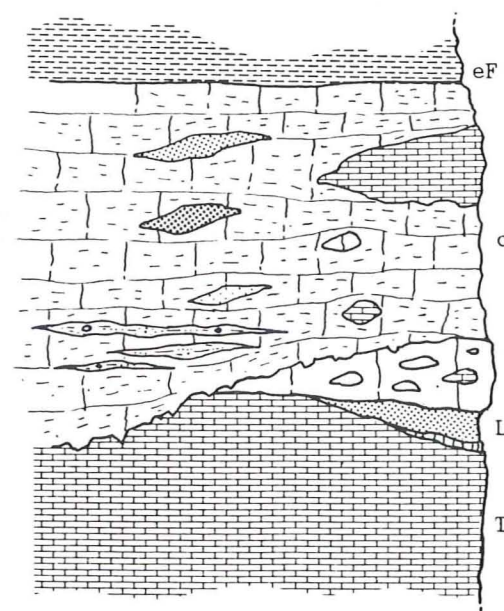
Fig. 46 : La coupe du lieu-dit "Pré-Chemin".

1. Marbres sombres plaquetés à zones siliceuses (Lias) ; 2. Marbres bréchiques gris clair à lits schisto-dolomitiques et à passées sableuses dolomitiques et siliceuses avec des niveaux micaschisteux ; les éléments sont quartzitiques et dolomitiques, certains éléments dolomitiques ont des dimensions d'ordre décimétrique (Dogger supérieur-Malm) ; 3. Marbres chloriteux massifs localement à éléments de schistes cristallins et à niveaux micaschisteux détritiques (Crétacé supérieur et Paléocène - Eocène inférieur p.p. ?).

* Fenêtre de Lanslebourg.

Dans la Fenêtre de Lanslebourg, sur le pourtour du Rocher de la Fesse, on rencontre également des éléments de séries totalement dilacérés qui s'apparentent aux séries du secteur des Fours ou de la région du Fornet (cf. carte géologique).

3°/- Conclusion sur les séries des unités de type "Les Fours" :



eF : Schistes de Pralognan (Eocène).

cB : mégabrèche à matrice de marbres chloriteux (Crétacé supérieur - Paléocène et Eocène inférieur p.p.?).

J : marbres clairs bréchiques (Dogger supérieur-Malm).

L : marbres sombres massifs et marbres sombres à zones siliceuses (Lias).

Td : dolomies claires litées (Norien ?).

Fig. 47 : Colonne lithostratigraphique synthétique des unités de type Les Fours.

50 m.

Les unités des Fours, la terminaison méridionale du faisceau du Fornet et certaines écaillés de la fenêtre de Lanslebourg montrent des séries assez semblables. Ces séries présentent localement des termes liasi-ques d'épaisseur plus modeste que ceux de l'unité de la Grande Motte. L'originalité de ces séries est la présence de brèches catastrophiques au Dogger supérieur - Malm et surtout au Crétacé supérieur (Paléocène - Eocène inférieur p.p. ?). Dans ces brèches sont remaniés tous les termes antérieurs aux niveaux concernés, substratum paléozoïque compris. Les mégabrèches du Crétacé supérieur (Paléocène - Eocène inférieur p.p. ?) sont à blocs énormes parfois hectométriques ; leur épaisseur est de plusieurs centaines de mètres.

Les séries des Fours sont donc différentes des autres séries briançonnaises de Vanoise orientale. Par leurs faciès bréchiques elles s'apparentent aux séries de type Calabourdane ; cependant, dans ces dernières les brèches sont nettement moins épaisses et reposent directement sur le Paléozoïque ou le Trias inférieur.

* Des séries aux caractères stratigraphiques voisins à celles des Fours sont connues au Nord-Est du terrain étudié dans l'unité de la Tsanteleina (où les mégabrèches à matrice de Marbres chloriteux sont particulièrement développées), dans le faisceau du Fornet et dans la Pointe de Calabre (Boussac, 1913 ; Ellenberger, 1958 ; Niemeyer, 1979, Marion, 1984). D'autres séries identiques ont également été décrites plus au Nord, en Valgrisanche et Valsavaranche (Caby, 1968 ; Elter, 1972).

B. STRATIGRAPHIE DES UNITES PIEMONTAISES.

I. RAPPEL SUR LE SUBSTRATUM ANTE-ALPIN.

Le substratum anté-alpin des unités piémontaises correspond aux massifs cristallins internes (cf. I Partie, Ch. II. § A. II.). Il n'est présent qu'à la bordure orientale du secteur étudié, au sein du massif du Grand Paradis qui est essentiellement constitué d'orthogneiss ocellés, datés entre 300 et 350 M.a. par la méthode du plomb total sur zircon (Chessex et al., 1964) ; ces gneiss correspondent à d'anciens granites porphyriques intrusifs dans des micaschistes montrant des reliques d'un métamorphisme anté-alpin (Bertrand, 1966 et 1968 ; Compagnoni et al., 1974). D'autres gneiss à grains fins (gneiss minuti) apparaissant sur le pourtour des orthogneiss et de leur encaissant (ainsi qu'en fenêtre sous ces derniers ; Money, Valnontey) sont généralement considérés comme des terrains paradérivés et interprétés comme la couverture stéphano-permienne du Grand Paradis (Bertrand, 1966 et 1968 ; Robert, 1979). Ce sont ces terrains qui affleurent à l'Est du secteur d'étude dans les environs de Bonneval-sur-Arc et de la Cristallière. On y distingue deux faciès distincts :

- les gneiss de Bonneval sont massifs et équants ; ils sont riches en quartz, microcline, albite, chlorite, mica blanc et biotite ;
- les gneiss de la Cristallière sont lités et hétérogranulaires ; ils diffèrent des gneiss de Bonneval par la présence de nombreuses ocelles de microcline qui ont été interprétées par Bertrand (1968) et Robert (1979) comme des reliques de roches volcaniques acides.

II. LA COUVERTURE ALPINE.

Les couvertures généralement décollées des massifs cristallins internes présentent, au moins pour une partie d'entre elles, des successions lithostratigraphiques qui, par leur base (jusqu'au sommet du Malm), s'apparentent aux séries des unités briançonnaises internes mais qui, par leur sommet, se caractérisent par d'importants dépôts détritiques crétacés (Marthaler et al., 1986 ; Deville, 1986b) ; on n'y connaît pas de termes plus récents que la base du Crétacé supérieur.

En Vanoise orientale, on rencontre des séries de ce type en deux endroits :

- d'une part, au sein d'une unité totalement déracinée et entraînée au front des unités océaniques ; il s'agit du *faisceau du Prariond* ;
- d'autre part, dans la première enveloppe métasédimentaire du massif du Grand Paradis, dont certains éléments de séries affleurent au lieu-dit *La Grande Feiche*, au-dessus de Bonneval-sur-Arc.

a- La série du faisceau du Prariond.

1°/- Présentation :

Le faisceau du Prariond a été défini par Ellenberger (1958) dans le secteur des sources de l'Isère (cirque du Prariond). Cette unité se prolonge, vers le Nord-Est, en haut Val de Rhême et en Valsavaranche (Elter, 1982). Vers le Sud-Est, elle se suit cartographiquement jusqu'aux affleurements de la station supérieure du téléphérique du Fornet, puis, sur le terrain étudié, dans les secteurs de la Crête des Lessières, du Cirque des Lessières et de la Tête de Solaise. Sa série est affectée par les spectaculaires plis isoclinaux de la Crête des Lessières, bien visibles depuis la route de l'Iseran (Fig. 48). Le faisceau du Prariond est séparé des unités briançonnaises (Tête de l'Arollay, forêt du Laisinant ; cf. carte géologique) par un liseré de "Schistes lustrés" associés à des lambeaux de serpentinites ; il est de ce fait inclus tectoniquement dans les "Schistes lustrés" ophiolitiques de l'unité de Méan Martin avec lesquels il est déformé. Il avait été considéré par Ellenberger (1958) comme la racine probable de l'unité de la Grande Motte et par Elter (1972) comme la couverture décollée du massif cristallin interne du Grand Paradis. Ses termes triasiques et liasiques ont été reconnus au Prariond par Bertrand (1896) puis ont été l'objet de descriptions par Ellenberger (1958, p. 270), Elter (1972), Polino et Dal Piaz (1978) et Niemeyer (1979) ; l'existence de termes post-liasiques a été récemment proposée à la Crête des Lessières (Deville, 1986b).

2°/- Les observations lithostratigraphiques :

2.1. Les dolomies grises (Norien).

Sur le terrain étudié, ces dolomies ne sont représentées que sous forme d'écaillles disséminées en bordure du contact tectonique avec les "Schistes lustrés". On les rencontre notamment à l'Ouest de la Tête de Solaise, au Sud du Mont Saint Jacques (Cirque des Lessières), à la Combe du Laisinant et au Sud de la Tête de l'Arollay. Il s'agit de dolomies à cassure et à patine grises se présentant en gros bancs lités.

Au Cirque du Prariond, ces dolomies sont plus développées ; dans ce secteur, au lieu-dit le "Tenn de Rhême", elles ont été datées du Norien par Worthenia du groupe *contabulata* (Ellenberger, 1963). Aux gorges de Malpasset elles supportent des termes attribuables au Rhétien-Hettangien (Ellenberger, 1958, p. 270 ; Polino et Dal Piaz, 1978 ; Niemeyer, 1979).

2.2. Les marbres sombres à zones siliceuses (Lias).

Les niveaux attribuables au Lias sont bien développés à la Crête et au Cirque des Lessières. Ils présentent généralement des faciès plus schistosés et plus phylliteux que les niveaux équivalents appartenant aux unités de Val d'Isère, de la Grande Motte et des Fours. On retrouve ce-

pendant, aux endroits les moins déformés, des faciès de marbres sombres à zones siliceuses bien marquées qui sont très caractéristiques du Lias de Vanoise interne.

2.3. Les marbres clairs (Malm).

Au cirque et à la Crête des Lessières, des marbres clairs sont intercalés stratigraphiquement entre les niveaux attribuables au Lias et les termes rapportés au Crétacé supérieur. Ils forment une barre très régulière, relativement peu épaisse (de 5 à 20m d'épaisseur) se suivant sur un kilomètre environ et soulignant les plis de la Crête des Lessières (Fig. 48) et ceux du Cirque des Lessières.

Ces marbres sont généralement homogènes, blancs ou gris clair, parfois rubanés en niveaux centimétriques gris plus ou moins foncés ; ils renferment localement des passées schisto-dolomitiques plus ou moins micacées, des petits éléments dolomitiques, des zones siliceuses et des structures centimétriques arrondies, de nature marmoréenne mais de couleur plus sombre que leur encaissant (oncolithes ?). Etant donné leur faciès et leur position stratigraphique, ces marbres peuvent être attribués au Malm (ou Berriasien *p.p.* ?) ; il s'agirait donc du classique marqueur carbonaté du Jurassique supérieur téthysien(1).

2.4. Les calcschistes et les marbres gréseux (Crétacé supérieur).

En contact stratigraphique avec les marbres précédents, on observe des calcschistes et des marbres gréseux gris ou roux ; ces termes forment l'enveloppe des plis de la Crête des Lessières depuis le Col des Lessières jusqu'à la Pointe 2906m et affleurent dans la retombée ouest de cette dernière.

Ils présentent de fréquentes passées détritiques siliceuses centimétriques. Ces dépôts s'organisent parfois en séquences à cachet turbiditique comme en témoignent certaines alternances calcschistes-marbres. La base de ces niveaux ravine légèrement et remanie en petits éléments centimétriques les marbres sous-jacents.

Cette formation est systématiquement écaillée et associée tectoniquement à des bandes de cargneules qui renferment parfois des niveaux de serpentinoschistes ou des écaillles de serpentinites. Dans les flancs de plis ces niveaux sont étirés tectoniquement ; en revanche, dans les charnières de plis ils s'accumulent sur de fortes épaisseurs, comme par exemple aux environs du Col des Lessières (Fig. 48). Originellement leur épaisseur devait être importante (probablement d'ordre hectométrique) si l'on se fie au volume total que ces termes occupent actuellement et si on les compare à

(1) Leur aspect est exactement similaire à celui des marbres également attribués au Malm dans la couverture septentrionale du massif de Dora Maira (Marthaler et al., 1986).

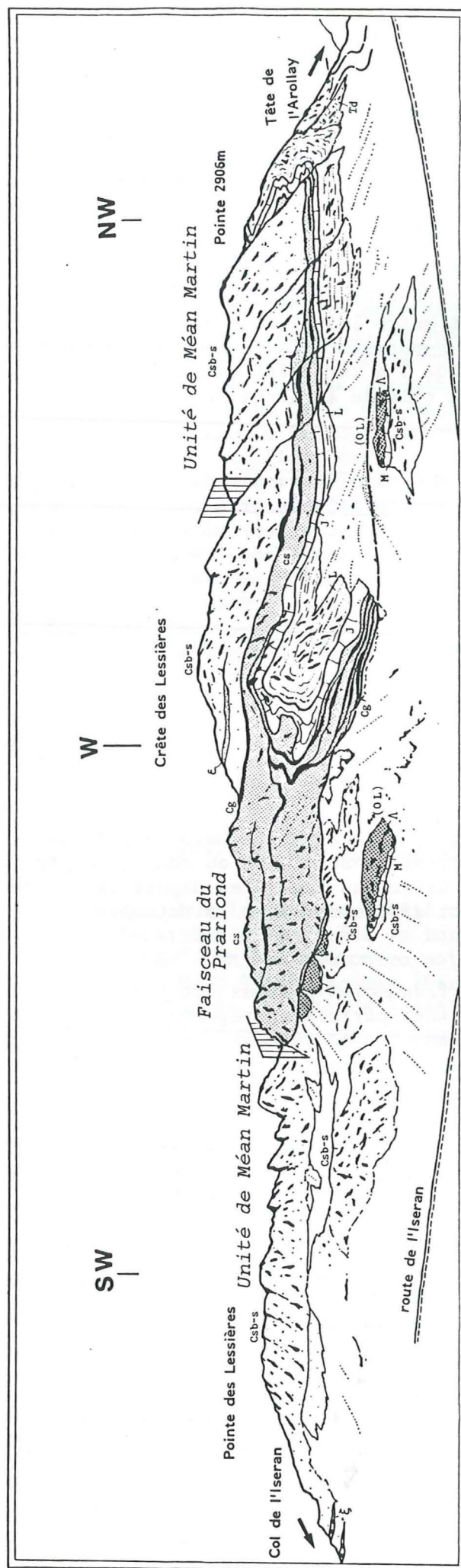


Fig. 48 : La Crête des Lessières vue de la rive droite du ruisseau de l'Iseran.

Série du faisceau du Prariond :

- cs = Calcschistes et marbres gréseux (Crétacé sup.).
J = Marbres clairs (Malm).
L = Calcschistes et marbres sombres à zones siliceuses (Lias).
rd = Dolomies grises (Norien).

Série de l'unité de Méan Martin :

- | | | |
|-------|---|---|
| Csb-s | = | Fines alternances de schistes noirs et de marbres sombres
(Cénomano-Turonien). |
| Σ | = | prasinites. |
| Σ | = | gneiss albitiques. |
| Λ | = | serpentinites. |
| M | = | marbres clairs à éléments serpentineux (Malm-Berriasien). |
| (OL) | = | olistolites des serpentinites munis de leur propre couverture
sédimentaire du Malm-Berriasien. |

ceux des autres formations de cette unité. A la Pointe 2906m (Fig. 49). Ces niveaux ont fourni des sections de globotruncanidés probables ; leur âge serait donc Crétacé supérieur.

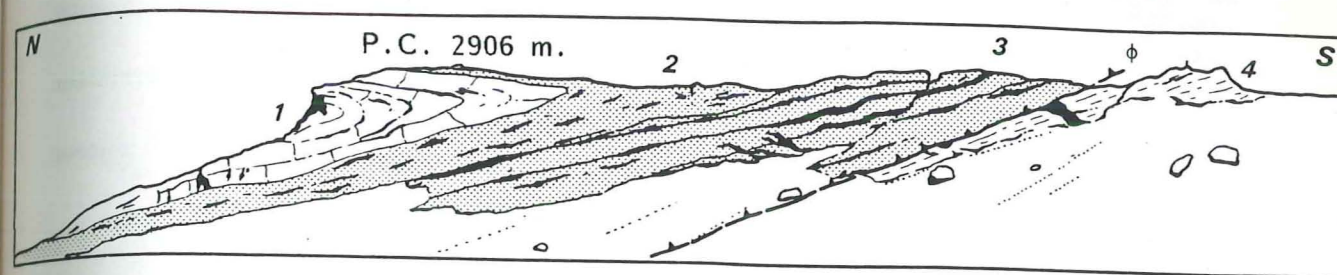


Fig. 49 : Versant ouest du point coté 2906m de la Crête des Lessières.

1 à 3. Formations du faisceau du Prariond dont : 1. Marbres clairs à passées dolomitiques (Malm) ; 2. Calcschistes et marbres plaquetés gris ou roux ; 3. Bandes de cargneules jalonnantes des cisaillements dans la formation précédente (terme 2) ; ϕ . Contact tectonique ; 4. "Schistes lustrés" de l'unité de Méan Martin à dominante de schistes noirs et de Calcschistes sombres.

3°/- Conclusion sur la série du faisceau du Prariond :

La série stratigraphique du faisceau du Prariond présente une succession du Norien au Malm tout à fait comparable à celles de l'unité de la Grande Motte et de certaines unités des Fours (ceci si l'on fait abstraction de son aspect plus déformé). En revanche, le sommet de la série est différent, à la fois du point de vue des faciès et du point de vue des épaisseurs. En effet, le Crétacé supérieur de l'unité de la Grande Motte (cf. § A.11.c.) qui n'est représenté que très localement, est formé de Marbres chloriteux de quelques mètres d'épaisseur associés à des encroûtements minéralisés, parfois à des dépôts volcanogènes. Tout au plus la mégabrèche à matrice de Marbres chloriteux du Crétacé supérieur (Paléocène et Eocène inférieur *p.p.* ?) des unités des Fours pourrait faire penser, par son épaisseur, aux dépôts du Crétacé supérieur du faisceau du Prariond ; cependant, ces derniers sont différents par leur nature puisqu'ils sont constitués de calcschistes et de marbres plaquetés (du type "Schistes lustrés") et ne présentent pas d'éléments bréchiques de grande taille. Nulle part, il n'a été observé dans cette unité de Marbres chloriteux typiques ou de Schistes de Pralognan.

La série du faisceau du Prariond a, de ce fait, enregistré jusqu'à la base du Crétacé supérieur une évolution sédimentaire comparable à celle de certaines unités briançonnaises internes (unités de la Grande Motte ou des Fours) ; ceci, y compris la lacune du Crétacé inférieur. A partir du Crétacé supérieur la nature de la sédimentation diffère totalement ; il se dépose alors de puissantes séquences calcaréo-gréseuses. De plus, rien n'indique dans cette unité que des termes attribuables au Tertiaire se soient déposés.

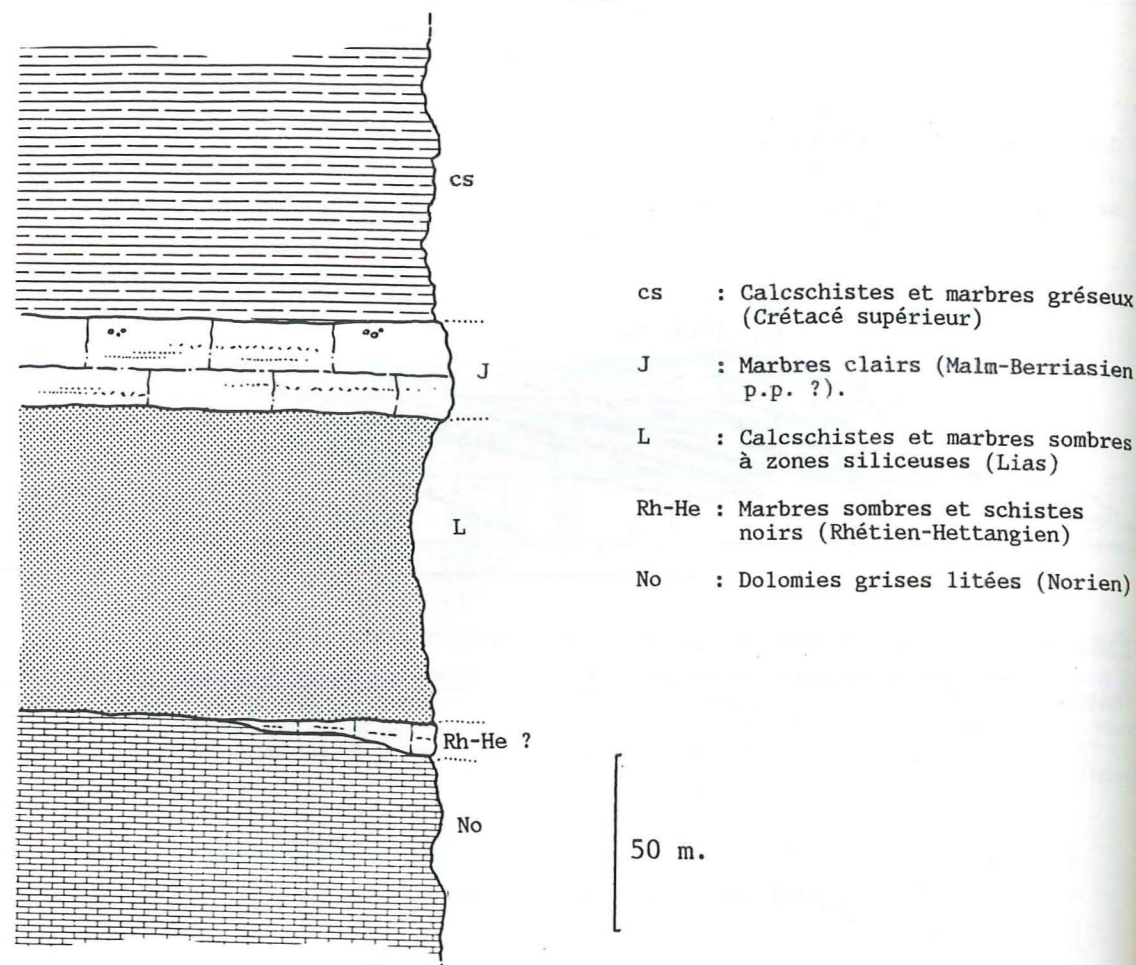


Fig. 50 : Colonne lithostratigraphique synthétique du faisceau du Prariond.

L'évolution sédimentaire globale de cette unité paraît ainsi s'apparenter davantage à celle des couvertures décollées des massifs cristallins internes (unités piémontaises), comme par exemple celle de la première enveloppe du massif de Dora Maira dans la région de Susa (Marthaler et al., 1986). Cette opinion est en accord avec celle d'Elter (1971 et 1972) puisque cet auteur considère cette unité comme la couverture décollée du massif cristallin interne du Grand Paradis.

b- La couverture du massif cristallin interne du Grand Paradis en Vanoise orientale : l'exemple de la série de la Grande Feiche.

1°/- Présentation :

Plutôt que d'apporter réellement de nouvelles observations de terrain, l'objet de ce paragraphe est de suggérer une interprétation possible de certains affleurements de la couverture du massif cristallin du Grand Paradis déjà décrits dans des travaux antérieurs.

Il concerne une coupe observable dans l'épaule glacière du Rocher de la Feiche qui domine Bonneval-sur-Arc au Nord ; celle-ci est facilement accessible en bordure de la route de l'Iseran.

2°/- La coupe de la Grande Feiche (Fig. 51).

A cet endroit la première enveloppe métasédimentaire des gneiss pré-triasiques de Bonneval est constituée de marbres clairs à passées dolomitiques et siliceuses et à éléments dolomitiques. Ces marbres présentent les caractéristiques d'une couverture carbonatée en contact stratigraphique avec les gneiss de Bonneval (Goguel, 1955 ; Bertrand, 1968 ; Chopin, 1979 ; Robert, 1979). Jusqu'à présent les différents auteurs ont toujours considéré ces dépôts comme des termes triasiques réduits. En fait, ces marbres ne présentent guère des caractéristiques de carbonates de plate-forme qui pourraient justifier cette attribution au Trias. On n'y observe jamais de véritables bancs de dolomies ; il s'agit toujours de lits sableux siliceux ou dolomitiques, ou d'éléments dolomitiques resifères. Ces marbres présentent ainsi plutôt le faciès de dépôts pélagiforme, probablement triasiques. Par ailleurs, on peut remarquer que le Trias des massifs cristallins internes, quand il existe, n'est pas réduit ; il présente notamment un Trias moyen et supérieur bien développé (Franchi, 1897 ; Michard, 1967 ; Elter, 1971 et 1972 ; Caron et Mégard-Galli, 1972 ; Caron, 1977 ; Marthaler et al., 1986, etc...).

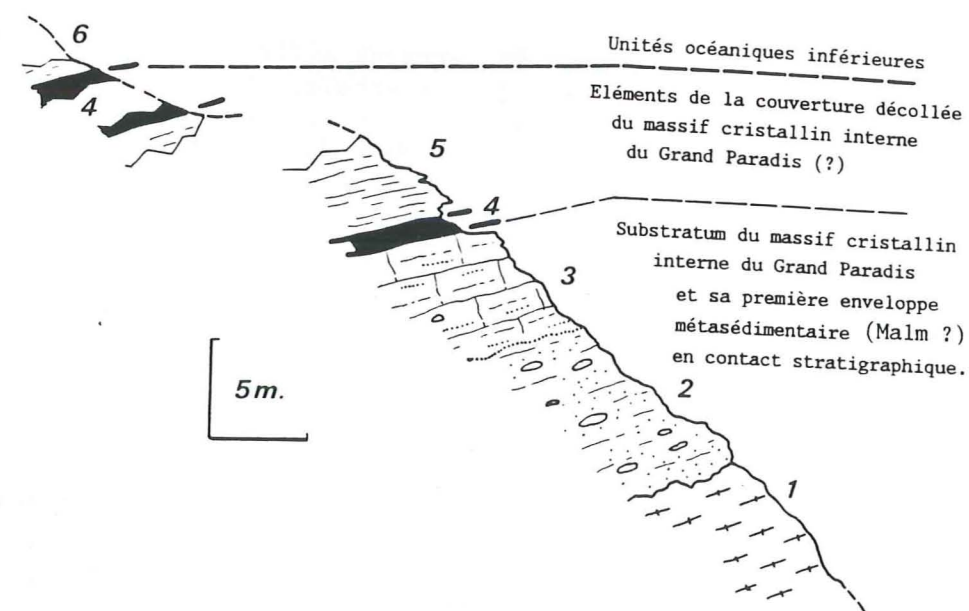


Fig. 51 : La coupe de la Grande Feiche (x = 347,0 km ; y = 5027,15 km).

1. Gneiss à grains fins de Bonneval ; 2. Micaschistes albitiques à lits dolomitiques et quartzitiques ; ces niveaux passent de manière continue au terme suivant ; 3. Marbres homogènes à bandes siliceuses et dolomitiques, à éléments dolomitiques, avec des concentrations manganésifères ; 4. Cargneules ; 5. Calcschistes pouvant représenter des éléments de la couverture originelle du massif du Grand Paradis ; 6. Calcschistes de l'unité des Roches.

En fait, on peut envisager qu'il s'agisse de marbres du Jurassique supérieur ; auquel cas on aurait, à cet endroit, le repos direct du

Malm sur les termes pré-triasiques du massif du Grand Paradis de la même manière que, dans le domaine briançonnais, le Malm repose localement sur le substratum siliceux du Trias inférieur (Lemoine et Debelmas, 1957 ; Lefèvre, 1982 ; Raoult et al., 1984 ; etc...) ou du Paléozoïque (Deville, 1986 b ; cf. § A.11.a.).

Plus généralement, si l'on examine le contexte structural de cette couverture, on s'aperçoit qu'elle est surmontée tectoniquement par des calcschistes eux-mêmes chevauchés par les unités océaniques inférieures (Fig. 51). De ce fait, ces calcschistes pourraient représenter des niveaux décollés appartenant à l'origine, eux-aussi, à la couverture du massif du Grand Paradis. A cet égard, on remarquera que les marbres massifs décrits ci-dessus et ces calcschistes sont tout à fait comparables aux formations sommitales de la série du faisceau du Prariond (Deville, 1986 ; cf. § précédent) ou de la couverture septentrionale du massif de Dora Maira dans laquelle les calcschistes sont rapportés à la base du Crétacé supérieur grâce à la présence de foraminifères planctoniques (Marthaler et al., 1986).

3°/- Conclusion.

A partir de l'examen de certains affleurements du pourtour du massif du Grand Paradis, en Vanoise orientale, on peut envisager que la couverture originelle de ce massif ait été localement constituée d'une succession de marbres attribuables au Malm déposés directement sur les terrains paléozoïques, puis de calcschistes actuellement décollés. Une telle succession serait ainsi comparable au sommet des séries de la couverture septentrionale de Dora Maira et du faisceau du Prariond. Si tel était le cas, le Jurassique supérieur du domaine piémontais se serait déposé localement sur des régions ayant subi une forte érosion antérieurement au Malm, comme cela s'observe dans le Briançonnais. En revanche, les calcschistes décollés sont distincts par leur faciès des formations du Crétacé du Briançonnais.

C. LE PROBLEME DES ECAILLES ATTRIBUABLES A DES SERIES DE MARBRE CONTINENTALE DISPERSEES AU SEIN DES "SCHISTES LUSTRES" DES UNITES OCEANQUES : NATURE ET APPARTENANCE.

En divers endroits on rencontre des lambeaux de terrains paléozoïques ou de couvertures mésozoïco-cénozoïques (notamment des carbonates de plate-forme triasiques) au sein des "Schistes lustrés" des unités océaniques. Ces écaillles jalonnent des contacts anormaux majeurs et sont fréquemment associées à des cargneules, parfois à du gypse. L'ensemble de ces matériaux se présente en bandes aplaties dans les dernières foliations alpines, parfois déformées en plis couchés ; ces terrains offrent ainsi un aspect similaire à ce que Argand (1909) avait appelé en Valais le "faisceau vermiculaire" (cf. discussion in Raguin, 1929). Dans les écaillles on ne rencontre en général que des éléments de séries, aussi est-il souvent difficile d'en préciser le domaine d'origine.

* Les écaillles attribuables au domaine briançonnais interne.

. La Turra, de Termignon (environ 2,5 km au Nord-Est de Termignon).

A cet endroit, des dolomies et des marbres probablement triasiques associés à des cargneules sont écaillés au front de la klippe de la Pointe du Grand Vallon. Pour des raisons de continuité cartographique avec les affleurements du torrent de la Chira (cf. carte géologique) ces roches peuvent être rattachées au domaine briançonnais.

. La fenêtre de Lanslevillard (environ 300m au Nord-Ouest de Lanslevillard).

Elle présente à l'affleurement des quartzites triasiques et un peu de cargneules ; ces roches correspondent très probablement à des lambeaux de Briançonnais disjoints du même type que ceux de la fenêtre de Lanslebourg (cf. p.201).

. Les écaillles du Vallonbrun-Pointes du Chatelard.

Ces écaillles apparaissent dans un contact anormal majeur qui cisaille les "Schistes lustrés" de la Pointe du Géfret.

Certaines d'entre elles présentent des séries complètes semblables à celles des unités de Val d'Isère (avec notamment des encroûtements minéralisés tertiaires ; cf. § A.11.b). D'autres écaillles, aux "escaliers du Géfret", renferment des dolomies et des Marbres chloriteux bréchiques à éléments siliceux ; on peut ainsi proposer que ces formations écaillées proviennent d'un domaine paléogéographique voisin de celui dont sont issues les unités des Fours (cf. § A.11.d.).

. La Digitation de l'Iseran

Cette bande célèbre soulignée par des cargneules a fait l'objet de descriptions par Raguin (1929 et 1930), Ellenberger (1958), Polino et Dal Piaz (1978), Niemeyer (1979), Robert (1979). Emballées dans les cargneules affleurent des roches triasiques (dolomies, marbres à faciès variés, quartzites, gypse) et paléozoïques (Schistes cristallins chlorito-albitiques, Permo-Carbonifère ? et Permo-Trias). Ces formations aujourd'hui dissociées montrent d'assez nettes affinités avec les terrains du Briançonnais (notamment les lambeaux de Paléozoïque) ; elles appartiennent donc probablement à des séries du domaine briançonnais.

* Les écaillles attribuables au domaine piémontais.

Jalonnant les contacts anormaux entre les unités océaniques inférieures (cf. infra), on rencontre également des écaillles issues d'une marge continentale.

. Dans les environs du refuge du Mollard (environ 1 km au Nord du Villaron), du Chalet des Buffettes (environ 2,5 km au Nord du Villaron) et du dôme de gneiss de la Cristallière (environ 3 km au Nord de Bonneval), ces écaillles renferment des termes attribuables en partie au Trias (dolomies, marbres clairs, quartzites) et peut-être au Jurassique supérieur en ce qui concerne les marbres. Ces écaillles sont imbriquées dans des bandes de cargneules et, parfois (le Môlard), dans des mylonites recristallisées qui présentent des paragenèses métamorphiques de plus haut grade que celles qui sont connues dans les unités briançonnaises internes (par exemple, au gisement de magnétite du Môlard ; cf. Bocquet, 1974, p. 320). On peut ainsi proposer qu'il s'agisse d'écaillles issues du domaine piémontais puisque celui-ci a été affecté, au moins en partie, par un tel métamorphisme (cf. infra).

. Au lieu-dit "La Carra" qui domine le premier lacet de la route de l'Iseran (environ 1 km à l'Est de Bonneval-sur-Arc) apparaît une écaillle de gneiss homogènes très altérés, à patine brune et à grains fins. Une autre écaillle de ce type, constituée de gneiss de couleur claire, à faciès lité, se rencontre au lieu-dit "La Ratière". Ces terrains ont été cartographiés par Robert (1979) comme des lambeaux arrachés au massif cristallin du Grand Paradis. La texture et la minéralogie (quartz, albite, chlorite, mica blanc, zoïsite, glaucophane, grenats, etc...) de ces roches sont effectivement en faveur d'une telle origine.

D. LE PROBLEME DE L'AGE ET DE L'ORIGINE DES GYPSES.

En Vanoise orientale, d'importantes accumulations de cargneules jalonnent des contacts tectoniques majeurs et renferment des éléments de toutes tailles (jusqu'à de véritables "blocs-klippes" pluri-hectométriques) dans lesquels on peut observer tous les termes des séries de marge continentale mais aussi tous les termes des séries océaniques de Vanoise orientale.

Outre les blocs, s'observent également dans les cargneules des accumulations de gypses parfois importantes comme, par exemple, dans la région de la Tovière. Ces gypses forment souvent des pointements diapiriques perçant les cargneules qui les entourent (environs Nord-Ouest du Col de la Leisse, Pointe de Lanserlia, etc...). La répartition de ces gypses n'est pas aléatoire; en majorité, ils sont associés aux cargneules qui jalonnent le contact séparant les unités briançonnaises des unités océaniques, ce qui avait conduit les auteurs à distinguer une "nappe des gypses" (Ellenberger, 1958). Ailleurs, il n'a été observé de gypses qu'à la base de l'unité de la Grande Motte, au col entre le Rocher du Mont Roup et la Croix du Pisset.

* L'âge des gypses.

Dans le domaine briançonnais les auteurs s'accordent généralement à distinguer deux niveaux de gypses différents : un niveau gypsi-

fère inférieur du Werfénien supérieur et un (ou plusieurs) niveau(x) gypsifère(s) supérieur(s) du Carnien.

Dans le domaine piémontais des niveaux de gypse équivalents ont probablement existé. En particulier l'âge carnien de certains gypses y a été établi (Mégard-Galli et Caron, 1972).

Dans le cas précis de la Vanoise interne, on ne connaît nulle part de gypse en position stratigraphique normale.

. En effet, en Vanoise orientale la limite Werfénien-Anisien correspond toujours à un niveau de décollement et, aux alentours de la région étudiée, il ne semble pas avoir existé de niveau gypsifère inférieur. Effectivement, tant au Nord, au tunnel du Franchet (Marion, 1984), qu'au Sud, dans le massif d'Ambin (Caron et Gay, 1977), l'Anisien repose stratigraphiquement sur les quartzites du Werfénien par l'intermédiaire de niveaux schisteux noirâtres non gypseux.

. Par ailleurs, dans l'ensemble de la Vanoise interne le Carnien correspond à un niveau de décollement systématique.

Les fossiles rencontrés dans les niveaux continentaux associés à ces gypses *Equisetum mytharum* indiquent un âge carnien (Ellenberger, 1958). L'âge carnien paraît donc un fait acquis au moins pour une part importante des gypses de Vanoise orientale, sinon pour leur totalité. L'existence de gypses du Werfénien supérieur ou de gypses post-triasiques demeure, en Vanoise orientale, purement spéculatif.

* L'origine des gypses.

Par leur position structurale (cf. supra), toujours en contact avec les unités briançonnaises et jamais associés aux unités piémontaises (s. str.) du Grand Paradis et du Prariond, les gypses de Vanoise orientale sont très probablement d'origine briançonnaise. Le gypse carnien proviendrait alors nécessairement de secteurs peu affectés par les érosions jurassiques ou crétacées, où ont été préservés des niveaux du Carnien supérieur-Norien. A de tels secteurs pourraient correspondre notamment certaines unités de Val d'Isère, l'unité de la Grande Motte ou les unités des Fours.

Cependant, en toute rigueur, on ne peut pas exclure que du gypse piémontais ait été entraîné au front des unités de "Schistes lustrés". En effet, le domaine correspondant au faisceau du Prariond a très bien pu renfermer du gypse carnien puisqu'il présente des termes datés du Norien.

E. CONCLUSIONS GENERALES DE LA STRATIGRAPHIE DES UNITES ISSUES DE LA PALEOMARGE EUROPEENNE.

I. L'étude des formations mésozoïques et cénozoïques a permis de distinguer différentes séries issues de la marge européenne. On les a regroupées en séries briançonnaises et séries piémontaises.

a- Les séries briançonnaises caractérisent un domaine de la marge où la sédimentation a été pélagique et lacuneuse depuis le début du Malm jusqu'à l'Eocène inférieur. Elles sont représentées par les différents types de séries suivants :

- La série de l'unité des Lombards, où les termes post-liasiques reposent sur le Trias inférieur ou sur le Paléozoïque ;

- Les séries des unités de type Val d'Isère où les termes post-liasiques reposent sur les carbonates de plate-forme du Trias moyen ou du Trias supérieur ;

- La série de l'unité de la Grande Motte caractérisée par un Lias épais ;

- Les séries des unités de type Calabourdane où localement le Dogger supérieur - Malm et généralement le Crétacé supérieur (Paléocène-Eocène inférieur p.p. ?) repose sur le Trias inférieur ou sur le Paléozoïque. Dans ces séries le Crétacé supérieur (Paléocène-Eocène inférieur p.p. ?) renferme des brèches polygéniques avec notamment des éléments siliceux ; ces brèches n'existent pas dans les types de séries précédents ;

- Les séries des unités de type Les Fours où les termes post-liasiques reposent soit sur le Trias, soit sur le Lias. Elles se caractérisent également par la présence, au Crétacé supérieur (Paléocène-Eocène inférieur p.p. ?), de brèches polygéniques à éléments siliceux qui prennent par endroits une importance considérable.

b- Les séries piémontaises caractérisent sur l'ancienne marge européenne un domaine plus interne (plus oriental) où se sont déposées, au début du Crétacé supérieur, des formations détritiques calcaréo-gréseuses ; on n'y connaît pas de termes attribuables au Tertiaire.

Dans le secteur étudié elles sont représentées par :

- La série du faisceau du Prariond à Lias épais et à Norien identifié ;

- des successions lithostratigraphiques partielles dans la première enveloppe métasédimentaire du massif du Grand Paradis permettant de reconstituer une série de type la Grande Feiche

dans laquelle le Jurassique supérieur reposerait directement sur le substratum paléozoïque du massif du Grand Paradis.

II. Les unités de Vanoise orientale issues de la marge européenne montrent des successions lithostratigraphiques contrastées. Ceci est particulièrement remarquable en ce qui concerne les séries briançonnaises notablement différentes de celles des secteurs plus externes où les successions sédimentaires présentent d'un point à l'autre des liens de parenté plus prononcés. Ici, on note en particulier une grande hétérogénéité des épaisseurs des formations et une fréquente discordance des termes post-liasiques sur le Trias inférieur et le Paléozoïque tandis qu'en d'autres endroits et de manière apparemment paradoxale, le Lias est très développé.

Cette diversité a pour origine :

- . L'extrême variabilité des effets des érosions de la période Lias-Dogger inférieure soulignée par la discordance des termes post-liasiques sur tous les terrains plus anciens jusqu'au Paléozoïque.

- . Le dépôt, au Crétacé supérieur, de brèches catastrophiques sur la bordure interne du domaine briançonnais (unités des Fours) et de formations calcaréo-détritiques dans le domaine piémontais.

Si l'on prend en compte ces deux points, on remarque que le domaine briançonnais interne et le domaine piémontais ont connu, du Trias jusqu'au Crétacé inférieur, une même histoire sédimentaire. Celle-ci enregistre l'élaboration d'un bas de marge continentale passive selon le scénario classique de l'histoire de l'ensemble de la paléomarge européenne (par exemple, De Graciansky et al., 1981 ; Lemoine, 1984, etc...). En revanche, à partir du Crétacé supérieur l'évolution de ces deux domaines diffère. Le domaine piémontais est alors envahi par des sédiments calcaréo-détritiques distaux qui se déposent également dans le domaine océanique (cf. infra), tandis que le Briançonnais échappe à ces apports.

III. L'ensemble des données stratigraphiques précédentes permet de reconstituer l'évolution dans le temps de cette partie de la marge européenne.

a- Du Trias au Crétacé inférieur : l'élaboration d'une marge continentale passive.

* La plate-forme subsidente du Trias.

Le dépôt transgressif des quartzites du Trias inférieur marque les premières manifestations de subsidence du début de l'évolution alpine de ce secteur téthysien. Sur ces dépôts siliceux, s'installe ensuite une plate-forme carbonatée peu profonde au cours du Trias moyen et

supérieur. La subsidence de cette plate-forme, lente et irrégulière, est marquée par le dépôt d'épaisses formations calcaréo-dolomitiques (700 à 1000m?) élaborées au cours de 6 grands cycles sédimentaires, corrélables à ceux décrits dans d'autres secteurs des domaines briançonnais ou piémontais (Mégard, 1968 ; Baud et Mégard, 1975 ; Mégard-Galli et Baud, 1977 ; etc...). A savoir, trois grands cycles au cours du Trias moyen, suivis probablement au cours du Carnien par une sédimentation bréchique accompagnée d'importants dépôts évaporitiques qui correspond probablement à un épisode d'activité tectonique synsédimentaire que les auteurs interprètent généralement comme un rifting avorté (voir Lemoine, 1984). Les dolomies du Norien, puis les séquences argilo-carbonatées du Rhétien constituent deux vastes cycles qui terminent l'histoire de cette plate-forme stable.

* *Le rifting du Lias-Dogger.*

A partir de l'Hettangien et durant le Lias, on assiste au basculement de blocs hectométriques à kilométriques lors de la tectonique distensive synsédimentaire caractérisant le rifting téthysien. Cet épisode paléotectonique s'accompagne du dépôt de sédiments détritiques liasiques, d'épaisseur irrégulière, conservés dans les sillons confinés de la Grande Motte, des Fours et du Prariond. Les formations liasiques renferment à leur base des blocs de carbonates du Trias supérieur et vers leur sommet des remaniements discrets d'éléments de séries paléozoïques ; c'est donc bien durant cette période qu'ont débuté les érosions des points hauts de la marge alors que se poursuivait la sédimentation dans les fossés. Ces érosions se sont probablement poursuivies durant le Dogger inférieur, période durant laquelle le domaine briançonnais était au moins partiellement émergé, comme en témoigne localement la présence de dépôts continentaux dans les unités de la région de Pralognan (Ellenberger, 1955 et 1958 ; Jaillard, 1984). En Vanoise orientale de tels dépôts ne sont pas connus, aussi est-il difficile de préciser si cette émergence a affecté les domaines briançonnais et piémontais dans leur totalité.

* *L'effondrement de la marge et l'évolution en milieu pélagique de la fin du Dogger au Crétacé inférieur.*

Au Dogger supérieur (probablement Bathonien supérieur ou Callovien, selon les secteurs) on assiste à la transgression généralisée de dépôts marins consécutive à l'effondrement de la marge continentale. Cet événement contemporain de l'océanisation téthysienne (cf. infra) est marqué localement par le dépôt de brèches d'escarpements de failles actives (unités de Val d'Isère).

S'installe ensuite une sédimentation pélagique condensée marquée localement par des arrêts de sédimentation au début du Malm (unités de Val d'Isère ; cf. §.A.II.b.), puis par le dépôt généralisé de calcaires pélagiques du Jurassique supérieur. Cette sédimentation se poursuit peut-être en partie durant la base du Crétacé (Berriasien ?) ; en particulier les marbres à abondants silex de l'unité de la Grande Motte pour-

raient représenter des dépôts de cette période. Ces sédiments pélagiques, peu épais mais omniprésents, scellent les structures antérieures du rifting et marquent l'achèvement de l'élaboration de la marge passive. Le Crétacé inférieur (à l'exception peut-être de la base ; cf. supra) est marqué par une lacune de sédimentation généralisée dans toutes les séries de marge. Cette absence de dépôt est probablement due à l'action de courants marins profonds alors que la marge est tectoniquement stable.

b- *De la base du Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène : la différenciation des domaines briançonnais et piémontais.*

Dans le domaine briançonnais à partir de la base du Crétacé supérieur une modification de l'environnement sédimentaire est à l'origine de la formation d'encroûtements minéralisés (unités de la Grande Motte et de Val d'Isère) puis du dépôt localisé de calcaires argileux pélagiques du Sénonien supérieur (actuels Marbres chloriteux inférieurs). A la même époque en bordure interne du Briançonnais, on assiste à l'accumulation de brèches catastrophiques (de type Tsanteleina), au pied d'escarpements de failles actives (unité des Fours). La limite Crétacé-Tertiaire est soulignée localement (Grande Motte) par des venues de pyroclastites d'affinité alcaline. Au cours du Paléocène-Eocène inférieur se forment à nouveau des encroûtements minéralisés suivis du dépôt d'une seconde série de calcaires argileux pélagiques (actuels Marbres chloriteux supérieurs). Les arrivées détritiques ne se produisent qu'ensuite avec le dépôt de termes flyschoides peu épais (au plus une centaine de mètres) : les actuels Schistes de Pralognan. Ces derniers représentent le dernier terme préservé, non daté, des séries briançonnaises internes. Cependant, ces séries sont affectées par un événement métamorphique daté radiométriquement vers 38-40 M.a. ; Bocquet et al., 1974). Les Schistes de Pralognan seraient donc antérieurs au Priabonien selon l'échelle géochronologique de Berggren et al. (1985), voire antérieurs au Lutétien si l'on se réfère à l'échelle d'Odin et Curry (1982). Quoi qu'il en soit on notera que la sédimentation s'achève avec la phase tectonique compressive correspondante de l'Eocène supérieur dans un cas ou de l'Eocène moyen dans l'autre, plus précocement dans le Briançonnais interne que dans le Briançonnais externe où se sont déposées des formations lutétiennes (calcaires à grandes Nummulites) et priaboniennes (Flysch noir).

Dans le domaine piémontais, à l'opposé du Briançonnais, la sédimentation détritique débute dès la base du Crétacé supérieur avec d'importants dépôts calcaréo-gréseux renfermant parfois (couverture septentrionale du massif de Dora Maira ; Marthaler et al., 1986) des horizons détritiques ophiolitiques. On ne connaît pas, dans ce domaine, de dépôts plus récents que la base du Sénonien. Ceci s'accorde avec le fait que des minéraux de métamorphisme HP-BT fournissent des âges radiométriques compris entre 90 et 65 M.a. (âges "éoalpins") dans les massifs cristallins internes (Bocquet et al., 1974 ; Chopin et Malusky, 1980 ; Dal Piaz et Lombardo, 1986 ; cf. III partie, ch. I) qui correspondent au socle du domaine piémontais. La sédimentation s'achèverait donc ici plus précocement que dans le Briançonnais avec la phase tectonique compressive correspondant à l'événement métamorphique "éoalpin" intra-Sénonien.

CHAPITRE III : STRATIGRAPHIE DES UNITES OCEANIKES.

A. PRESENTATION GENERALE.

Les terrains de Vanoise orientale issus de l'ancien domaine océanique téthysien sont charriés sur le socle et la couverture du massif cristallin interne du Grand Paradis et étroitement imbriqués avec les unités briançonnaises internes. On peut y distinguer différentes unités tectoniques sur la base de données lithologiques, biostratigraphiques, métamorphiques et structurales (Fig. 52) ; ces unités se regroupent en trois grands ensembles à caractéristiques voisines correspondant probablement à trois nappes majeures superposées.

Les unités océaniques inférieures chevauchent le socle et la première enveloppe métasédimentaire du massif du Grand Paradis ; il s'agit, de bas en haut dans l'édifice structural de :

- L'unité de la Ratière.
- L'unité du Rocher du Château.
- L'unité des Roches.

L'unité de la Ratière et l'unité du Rocher du Château sont constituées de lambeaux de plancher océanique munis de leur propre couverture sédimentaire originelle.

L'unité des Roches, constituée uniquement de termes métasédimentaires, surmonte tectoniquement les deux précédentes.

Des écaillés d'origine continentale (carbonates de plate-forme calcaréo-dolomitiques et des gneiss à grains fins, associés à des bandes de cargneules et à des zones mylonitiques) jalonnent les contacts anormaux qui séparent ces trois unités (cf. ch. II, § C.).

Les terrains qui constituent ces unités présentent des reliques d'un métamorphisme à faciès éclogitique daté radiométriquement selon différentes méthodes (K/Ar cf. Bocquet *et al.*, 1974 et Ar³⁹/Ar⁴⁰ cf. Chopin et Maluski, 1978) du Crétacé supérieur, entre 90 et 65 M.a. (âges dits "éoalpines").

En Savoie, ces unités ont été distinguées de celles qui les recouvrent par Goguel (1955), Bocquet (1974), Caby *et al.* (1978), Chopin (1979) et Robert (1979) ; elles représentent un équivalent méridional (Bocquet, 1974 ; Chopin, 1981) des unités de la zone de Zermatt-Saas de Bearth (1967), en Valais.

Les unités océaniques médianes recouvrent et tronquent les structures des unités précédentes ; elles sont imbriquées à leur front avec les unités briançonnaises internes et avec le faisceau du Prariond.

Les seuls témoins d'un ancien substratum océanique sont représentés à la base de plusieurs de ces unités, par des lambeaux d'ophiolites associés à des termes de couverture sédimentaire peu épais.

On distingue dans ces unités, de bas en haut dans l'édifice structural :

- des unités pauvres en détritisme ophiolitique. Elles seront désignées "unités de type Lanslebourg" ; il s'agit de :
 - . l'unité de Lanslebourg.
 - . l'unité de la Pointe du Géfret.
 - . l'unité du Roc Blanc.
 - . l'unité de la Pointe de Fresse.
- des unités riches en matériel détritique ophiolitique apparaissant sous forme de niveaux massifs ou de blocs. Elles seront désignées "unités de type Méan Martin" ; il s'agit de :
 - . l'unité de la Pointe de Méan Martin.
 - . l'unité de la Pointe du Charbonnier.

Dans les unités océaniques médianes les paragenèses métamorphiques de haute pression sont du faciès schiste bleu à zoïsite ; elles ne présentent pas de reliques d'un métamorphisme éclogitique. Des âges radiométriques (K/Ar, sur glaucophane) obtenus dans ces unités indiquent le Crétacé supérieur (Bocquet *et al.*, 1974 et cf. III partie, ch. I).

Les unités océaniques supérieures recouvrent et tronquent tectoniquement les structures des unités précédentes. Comme dans les unités océaniques médianes les seuls témoins d'un plancher océanique correspondent à des corps d'ophiolites traînés à leur base.

De bas en haut structuralement, il s'agit de :

- . l'unité du Grapillon.
- . l'unité du Génypy.

Les paragenèses métamorphiques de haute pression présentes dans ces unités sont du faciès schiste bleu à lawsonite (cf. III partie, ch. I).

B. LES SERIES DES UNITES OCEANIKES INFERIEURES.

I. PRESENTATION.

Sur le terrain cartographié ces unités affleurent au Sud et à l'Est de Bonneval-sur-Arc. Elles ont fait l'objet de descriptions antérieures par Raguin (1930), Michel (1953), Goguel (1955), Bocquet (1974), Fudral *et al.* (1977), Chopin (1979) et Robert (1979).

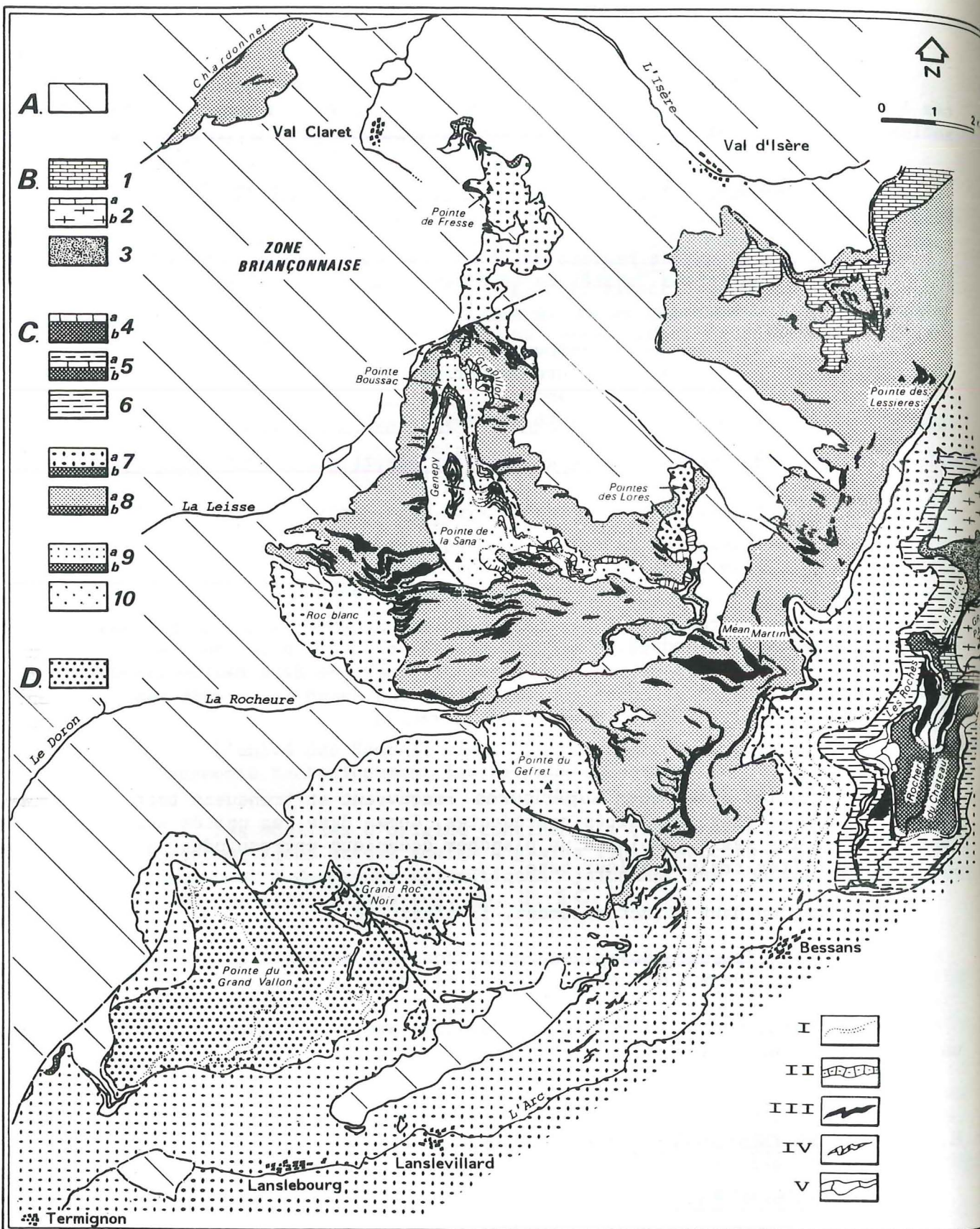


Fig. 52

Dans les deux unités inférieures (l'unité de la Ratière et l'unité du Rocher du Château) les lambeaux de lithosphère océanique sont représentés par deux écailles plurikilométriques et plissées, constituées de serpentinites. Chacune de ces écailles possède quelques termes, au moins, de sa couverture sédimentaire originelle. C'est dans l'unité du Rocher du Château que cette couverture est la mieux préservée.

L'unité des Roches est constituée uniquement de métasédiments qui s'apparentent à certains termes de la couverture de l'unité du Rocher du Château.

II. LES OBSERVATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES.

a- Le substratum océanique : les serpentinites de Bonneval-sur-Arc.

Dans les unités de la Ratière et du Rocher du Château le substratum des sédiments est constitué de serpentinites massives de couleur vert sombre. Dans ces roches la serpentinitisation et les déformations pénétratives ont généralement détruit les associations minérales originelles ; cependant, la texture de ces roches montre encore des fantômes de minéraux primaires centimétriques qui correspondent probablement à des pyroxènes serpentinisés. Localement, en lame mince, on peut observer des reliques de

Fig. 52 : Carte structurale simplifiée des unités de "Schistes lustrés" de Vanoise orientale.

- A. Unités briançonnaises internes de Vanoise orientale, non différenciées.
- B. Unités piémontaises.
 - 1. Couvertures alpines décollées (faisceau du Prariond et calcschistes de la Grande Feiche).
 - 2. Massif cristallin interne du Grand Paradis (a) Couverture adhérente ; (b) Substratum anté-alpin.
 - 3. Cagneules.
- C. Unités océaniques.
 - * Unités océaniques inférieures.
 - 4. Unité de la Ratière (a) Couverture sédimentaire , (b) Substratum océanique.
 - 5. Unité du Rocher du Château (a) Couverture sédimentaire , (b) Substratum océanique.
 - 6. Unité des Roches.
 - * Unités océaniques médianes.
 - 7. Unités de type Lanslebourg (a) Métasédiments , (b) Ecailles de plancher océanique.
 - 8. Unités de type Méan Martin (a) Métasédiments , (b) Ecailles de plancher océanique.
 - * Unités océaniques supérieures.
 - 9. Unité du Grapillon (a) Métasédiments , (b) Ecailles de plancher océanique.
 - 10. Unité du Gény.
- D. "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon.

Principaux marqueurs lithostratigraphiques.

- I. Limites lithologiques.
- II. Marbres phylliteux massifs (base du Crétacé supérieur).
- III. Prasinites.
- IV. Quartzites et gneiss albitiques.
- V. Marbres clairs à débris d'ophiolites (Malm-Berriasien).

pyroxènes (généralement des clinopyroxènes), d'olivines et de spinelles (Robert, 1979). Ces roches dérivent donc de la serpentinitisation d'anciennes péridotites, probablement des lherzolites. Assez fréquemment, elles sont elles-mêmes recoupées par des filons homogènes, de couleur vert bouteille, actuellement totalement serpentinisés et sans fantômes de minéraux originaux (anciens filons doléritiques serpentinisés ?). La serpentinitisation et les recrystallisations métamorphiques ont conduit au développement de serpentines, minéraux opaques, chlorite, \pm actinote, \pm talc, \pm carbonates. Il n'a pas été observé de poche de gabbros et il n'existe pas non plus de basaltes en coussins épanchés sur la surface érodée de ce plancher "océanique" comme cela est fréquent dans de nombreux massifs ophiolitiques des Alpes occidentales (voir Lemoine et al., 1970 ; Lagabrielle et al., 1984 ; cf. 1ère Partie, Ch. II, §.B).

b- Les couvertures sédimentaires.

1°/- La couverture sédimentaire des serpentinites de l'unité de la Ratière.

Elle apparaît, en série normale, sur la retombée sud de cette unité, depuis le droit est des Chalets des Roches jusqu'au lieu-dit "La Ratière" au niveau des premiers affleurements, en rive droite de l'Arc (cf. Schéma structural, Fig. 52 et carte géologique).

Cette couverture comprend, dans l'ordre stratigraphique, la succession suivante (Fig. 53) :

(1) Des brèches de serpentinites constituées d'éléments non jointifs de serpentinites englobés dans une matrice de serpentinoschistes. Interstratifiés ou étroitement mêlés à cette matrice serpentineuse, on observe des niveaux carbonatés, millimétriques à décimétriques, constitués selon les endroits de marbres purs de couleur blanche ou de marbres ankéritiques jaunâtres. Ces brèches de serpentinites se développent sur une épaisseur importante dépassant une centaine de mètres.

(2) Viennent ensuite, localement dans les premiers affleurements dominants la vallée de l'Arc, des niveaux de jaspes de couleur verdâtre, à micas blancs et amphiboles bleues, d'épaisseur au plus métrique. Il s'agit très probablement d'anciennes radiolarites. Ces termes peuvent être corrélés avec les premiers niveaux de métaradiolarites fréquents à la base de la couverture des ophiolites des Alpes occidentales et qui ont été datés en deux endroits distincts de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur (De Wever et Caby, 1981 ; Schaaf et al., 1985).

(3) On rencontre ensuite une barre de marbres blancs de 10 à 15 mètres d'épaisseur. Ces marbres présentent d'assez nombreuses zones siliceuses et des lits de quartzites micacés et albitiques ; ils renferment par endroits des éléments anguleux, d'ordre décimétriques, de quartzites blancs. Cette barre de carbonates liée au soubassement ophiolitique peut être attribuée au Jurassique supérieur-Berriasien comme cela a été proposé initialement pour des niveaux équivalents dans les "Schistes lustrés" du Queyras (Lemoine et al., 1970) ou du Piémont (Elter, 1971) par comparaison avec les calcaires à calpionelles de l'Apennin septentrional.

Cette coupe est interrompue par un accident tectonique qui met les marbres en contact avec une éaille de para-gneiss (cf. II partie, Ch. II, §c) et des lambeaux de serpentinites (Fig. 53).

L'unité de la Ratière se biseaute, vers le Nord, au lieu-dit "la Carra" (à l'Ouest de Bonneval-sur-Arc) et, vers le Sud, sous le Quaternaire

de la vallée de l'Arc ; elle est donc de faible extension. Des écaïlles qui pourraient lui correspondre se retrouvent vers l'Est, au Nord de l'Ouille du Midi (Robert, 1979).

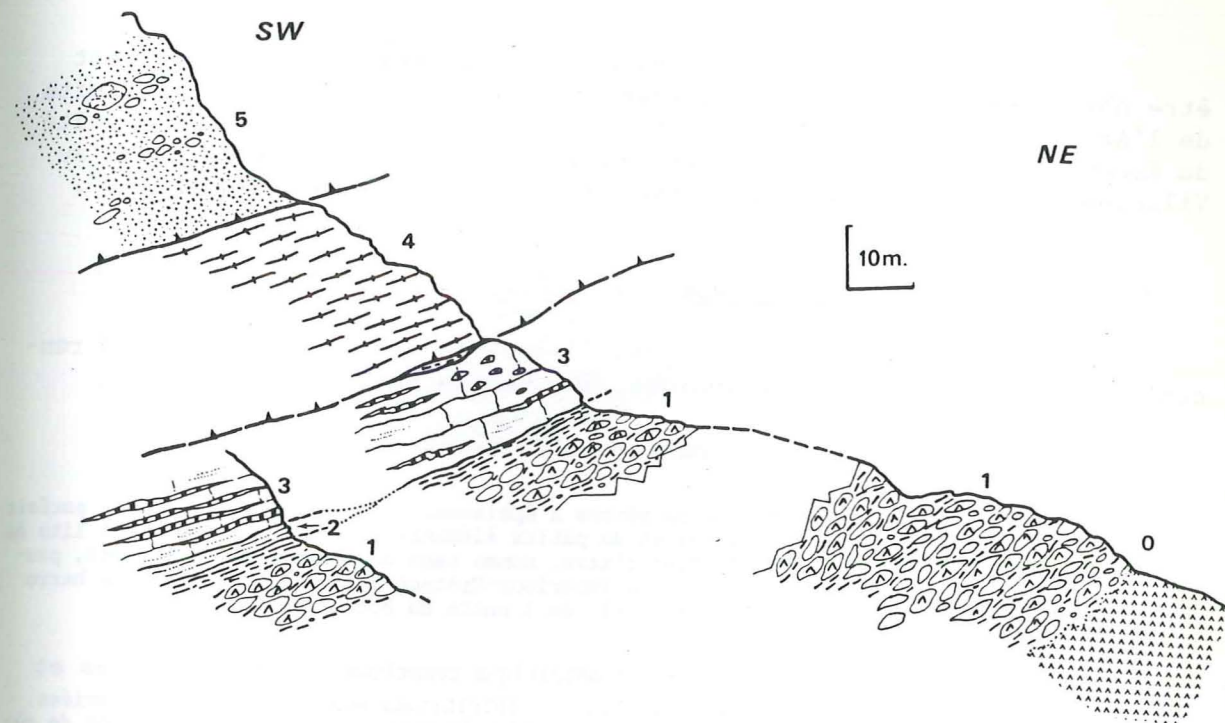


Fig. 53 : La couverture sédimentaire des serpentinites de l'unité de la Ratière.

0. Serpentinites massives ; 1. Brèches de serpentinites à matrice de serpentinoschistes et de marbres plus ou moins ankéritiques ; 2. Jaspes de couleur verte ; 3. Marbres clairs à zones siliceuses et lits quartzitiques, avec des éléments anguleux quartzitiques ; 4. Gneiss albitiques (écaïlle de gneiss "minuti" arrachée au massif cristallin du Grand Paradis ?) ; 5. Prasinites de l'unité du Rocher du Château (même niveau que le terme 3 de la figure 57).

2°/- La couverture sédimentaire des serpentinites de l'unité du Rocher du Château.

L'unité du Rocher du Château se présente comme une antiforme couchée déversée au Nord. Le cœur de cette structure est occupé par des péridotites serpentinisées ; celles-ci sont enveloppées par leur propre couverture sédimentaire.

Cette couverture comprend, dans l'ordre stratigraphique :

- localement, des brèches de serpentinites à matrice de serpentinoschistes ;
- des marbres clairs bréchiques, à éléments ophiolitiques polygéniques ;

- . une puissante formation constituée d'alternances de calcschistes et de marbres impurs avec des horizons détritiques massifs d'origine mixte, océanique et continentale ;
- . des quartzites phylliteux, correspondant à des larites, associés à des concentrations manganésifères.

Dans cette couverture, deux coupes significatives peuvent être observées aisément dans les premiers affleurements de la rive droite de l'Arc ; l'une dans le flanc normal du pli anticlinal couché de l'unité du Rocher du Château (Fig. 52), depuis le lieu-dit "Le Clapero" jusqu'au Villaron, l'autre dans le flanc inverse, au lieu-dit "Les Challanches".

* La coupe du Clapero au Villaron (Fig. 54).

En continuité, au-dessus des serpentinites massives, on rencontre, dans l'ordre stratigraphique, les termes suivants :

- (1) Des lits de *serpentinischistes* (4-5 mètres).
- (2) Sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, des *marbres blancs*, parfois bleutés, pétris de particules et de petits éléments serpentineux, avec des lits de *serpentinischistes*. Ces marbres clairs, comme ceux de l'unité de la Ratière, peuvent être attribués au Jurassique supérieur-Crétacé basal. Ils forment une barre continue sur tout le pourtour du pli de l'unité du Rocher du Château.

(3) Une puissante formation détritique constituée de *calcschistes* et de *marbres impurs* avec des horizons détritiques massifs de natures variées. Elle débute ici par quelques mètres de calcschistes passant à une vingtaine de mètres de *prasinites* (horizon volcano-détritique) où l'on reconnaît des textures bréchiques à éléments de laves en coussin (cf. § E). Ce niveau de *prasinites* se biseaute vers le Nord, en direction de l'Ondelière aux Trois Cornets (cf. carte géologique). On observe ensuite des alternances décimétriques à plurimétriques de marbres impurs, siliceux et phylliteux, et de calcschistes. Celles-ci présentent, dans les dix premiers mètres au-dessus des *prasinites*, des intercalations détritiques métriques de *quartzites phylliteux* plus ou moins albitiques et de *prasinites*.

Cette formation carbonatée a fourni, dès sa base stratigraphique (1m au-dessus du niveau de *prasinites* 3b de la figure 54, au point x = 344,1 km ; y = 5023, 0 km), des sections probables de foraminifères planctoniques monocarénés (cf. planche IV) ; il s'agirait donc déjà de dépôts du Crétacé supérieur.

Les alternances de marbres impurs et de calcschistes se développent sur une centaine de mètres. Progressivement elles deviennent moins épaisses jusqu'à devenir décimétriques. Ces séquences évoquent d'anciens dépôts turbiditiques calcaires interstratifiés avec des sédiments hémipélagiques marneux (Fig. 55).

(4) Puis, on passe finalement dans les pentes dominant au Nord le village du Villaron, à des quartzites clairs micacés, localement à gros égrenats centimétriques et amphiboles bleues. Il s'agit de *métaradiolarites* dans lesquelles on rencontre des encroûtements manganésifères (Chopin, 1978) qui fournissent des sections de radiolaires (Chopin, 1979).

Les premiers niveaux de *métaradiolarites* sont interstratifiés avec les carbonates de la formation précédente. En fait, les premiers lits de *métaradiolarites* apparaissent brusquement aux dépens des lits de calcschistes mais ils alternent avec des petits bancs de marbres impurs (Fig. 56).

Ce dispositif suggère que les sédiments carbonatés présumés hémipélagiques (les calcschistes) ont fait place de manière soudaine à des dépôts pélagiques radiolaritiques alors que de fines turbidites calcaires continuaient à s'intercaler dans les lits de radiolarites.

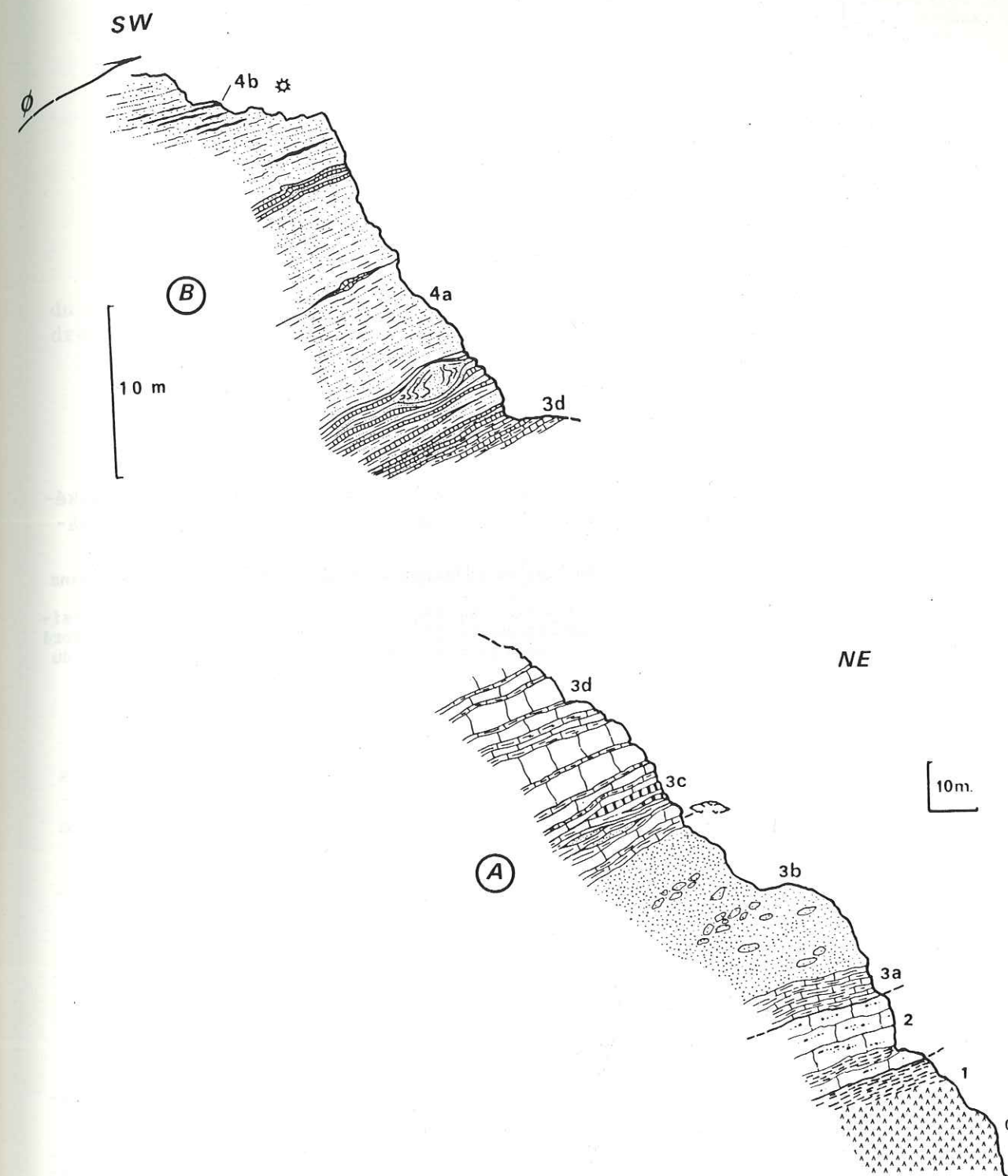


Fig. 54 : La coupe du Clapero (A) au Villaron (B).

0. Serpentinites massives ; 1. Serpentinischistes ; 2. Marbres blancs à éléments et lits serpentineux ; 3. Formation détritique constituée d'alternances de marbres et de calcschistes avec des horizons détritiques massifs ; 3a. Calcschistes ; 3b. Prasinites ; 3c. Quartzites phylliteux ; 3d. Séquences de marbres et de calcschistes ; 4. Métaradiolarites (4a) avec des lits d'encroûtements manganésifères (4b).

○ : foraminifères planctoniques ?
 ☆ : radiolaires.

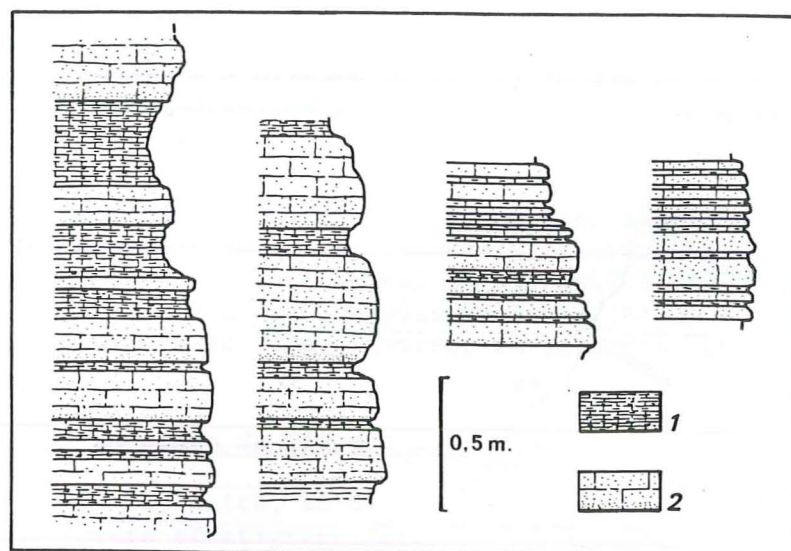


Fig. 55 : Quelques exemples d'alternances marbres impurs, siliceux et ankériteux (2) et de calcschistes (1) dans l'unité du Rocher du Château.

Ces alternances évoquent d'anciennes turbidites pélagiques calcaréo-gréseuses déposées dans un fond hémipélagique marneux.

Certains bancs de marbres impurs sont plus siliceux vers l'une de leurs épontes. Ce dispositif permet de proposer une polarité stratigraphique pour ces dépôts ; celle-ci est en accord avec la polarité déduite d'après la succession globale des termes de la série de l'unité du Rocher du Château, cf. Fig. 54.

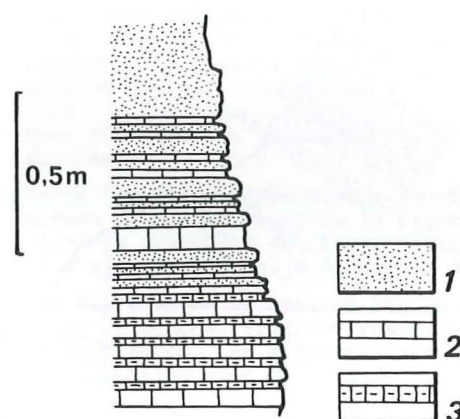


Fig. 56 : Le passage des alternances de calcschistes et de marbres impurs aux métaradiolarites de l'unité du Rocher du Château.

1. Métaradiolarites ; 2. Marbres impurs ; 3. Calcschistes.

On ne peut toutefois pas exclure, compte-tenu de l'environnement sédimentaire de ces dépôts, que les niveaux siliceux correspondent à des radiolarites reconstituées à partir du remaniement et du redépôt de sédiments à radiolaires plus anciens (turbidites de radiolarites jurassiques ?). En effet, on connaît des sédiments de ce type, interstratifiés au sein de formations crétacées, dans les unités non métamorphiques de l'Apennin septentrional (Folk et Mc Bride, 1978 ; Jenkyns et al., 1982).

Les dépôts siliceux en question se développent sur au moins une quarantaine de mètres. On y rencontre épisodiquement quelques niveaux centimétriques à décimétriques de marbres impurs (Fig. 54). Certains bancs de radiolarites, déformés *in situ* dans un encaissant non déformé (Fig. 54) évoquent des glissements de cherts indurés précocement dans des sédiments encore meubles. Les encroûtements manganésifères sont interstratifiés en lits centimétriques à décimétriques, associés à

des lits de jaspes jaunes à orangés. Ces encroûtements sont essentiellement manganésifères ; les teneurs en fer et alumine sont faibles, celles en phosphate très faibles ; le manganèse est exprimé sous diverses associations réduites ou oxydées (rhodocrosite, braunite, etc... ; Chopin, 1978). L'origine hydrothermale de ce manganèse avait été envisagée par Chopin (1979).

Les calcschistes que l'on observe ensuite reposent sur ces radiolarites par l'intermédiaire d'un contact anormal dans lequel on voit apparaître latéralement des écailles de serpentinites et de dolomies (cf. carte géologique).

* *La coupe des Challanches* (Fig. 57).

En série inverse, sous les serpentinites massives de l'unité du Rocher du Château, la coupe des Challanches permet d'observer, dans l'ordre stratigraphique, la succession suivante :

(1) Des brèches de serpentinites (environ 10 à 15 mètres) constituées d'éléments parfois plurimétriques de serpentinites massives emballés dans une matrice de serpentinoschistes.

(2) Des marbres blancs (environ 30 à 40 mètres), présentant de nombreux lits de serpentinoschistes. Il s'agit du même niveau stratigraphique que celui de la coupe du Clapero (terme 2, Fig. 54). Ces marbres renferment d'abondants éléments millimétriques à plurimétriques ("Marbres à blocs" ; cf. Fudral et al., 1977 ; Robert, 1979) de nature essentiellement serpentineuse ; plus rarement on peut observer des éléments arrondis, jusqu'à métriques, constitués de marbres ankériteux, eux-mêmes à éléments serpentineux ; ces éléments sont identiques aux lits carbonatés interstratifiés dans les brèches de serpentinites de la coupe de la Ratière (terme 1, Fig. 54). Dans ces marbres bréchiques à éléments polygéniques, les blocs se répartissent de diverses manières ; ils sont soit dispersés aléatoirement au sein des marbres, soit disposés en horizons bréchiques à éléments de taille relativement homogène ; en général la matrice de ces horizons bréchiques se charge largement en particules serpentineuses.

Cette formation correspond donc probablement à une ancienne boue pélagique calcaire dans laquelle sont remaniés des éléments grossiers, non ou peu triés ; la nature des éléments indiquent qu'ils ont été arrachés du substratum océanique sur lequel reposent les carbonates qui les englobent.

(3) Les marbres sont recouverts stratigraphiquement par un ou deux mètres de calcschistes et de chloritoschistes suivis par une centaine de mètres de prasinites renfermant des éléments plurimétriques de laves en coussin (cf. §E). Ces formations sont stratigraphiquement identiques à celles du Clapero.

L'unité du Rocher du Château se prolonge largement en rive gauche de l'Arc, jusque dans le massif de l'Ouille du Midi (Robert, 1979). Dans son ensemble, elle offre une série sédimentaire relativement homogène dont les coupes précédentes fournissent de bons exemples. En particulier, à l'Ouille du Midi, Chopin (1978) mentionne des métaradiolarites avec des encroûtements manganésifères, identiques à celles du Villaron (terme "4", Fig. 54). Cependant, certaines variations s'observent localement, notamment au Couloir du Clapéra (au Nord-Ouest de la Pointe d'Andagne) où Robert (1979, p. 63) signale dans les marbres clairs bréchiques (équivalents au terme "2", Fig. 54 et 57) des blocs de taille décamétrique, voire hectométrique, de méta-laves en coussin et de métagabbros (euphotides et ferro-gabbros).

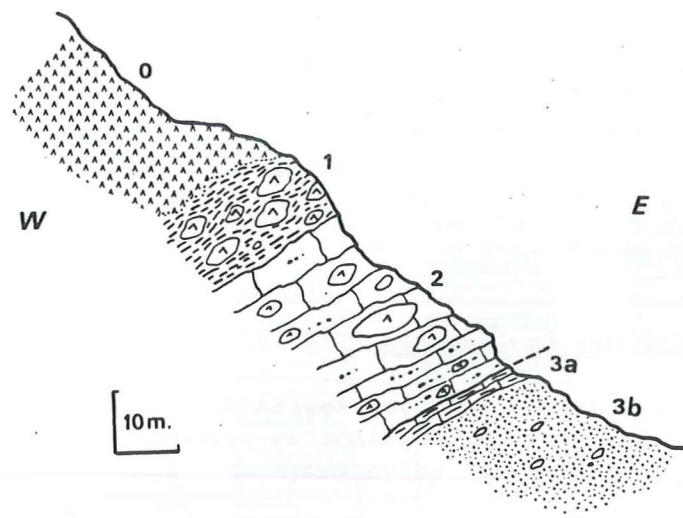


Fig. 57 : La coupe des Challanches (série inverse).

0. Serpentinites massives ; 1. Brèches de serpentinites à matrice de serpentinoschistes ; 2. Marbres à éléments et lits serpentineux ; 3a. Calcschistes et 3b. Prasinites.

3°/- Les métasédiments de l'unité des Roches.

Sur le secteur étudié, l'unité des Roches apparaît, en direction du Sud, dans la région du Refuge du Molard. Elle se développe, vers le Nord, à la base de la Pointe des Buffettes et de la Pointe de Lamet, jusqu'à l'Ouille de la Jave et se suit, sur le terrain étudié, jusqu'au vallon de la Lenta.

Dans la région étudiée, l'unité des Roches est constituée d'une puissante formation monotone faite principalement de calcschistes et de marbres impurs siliceux et ankériteux. Ces dépôts sont en tous points comparables aux alternances de calcschistes et de marbres de l'unité du Rocher du Château (terme 3, Fig. 54 et 57). Dans cette formation on rencontre également des niveaux détritiques massifs. Ceux-ci sont essentiellement siliceux ; il s'agit de quartzites plus ou moins micacés et plus ou moins albitiques et de gneiss albitiques (environs des Chalets des Roches et des Chalets de Machefer). Episodiquement on peut observer quelques niveaux de prasinites peu épais, au plus métriques (par exemple, en amont de la Carra).

L'unité des Roches se prolonge largement au Nord-Est du terrain étudié dans la région du Cirque du Prariond (Polino et Dal Piaz, 1978 ; Robert, 1979 ; Niemeyer, 1979) puis, en Valsavaranche, jusque dans le massif de la Grivola (Elter, 1971) ; dans ces secteurs, les formations qui constituent cette unité renferment de nombreux niveaux de prasinites. On considère depuis Elter (1971) que cette unité est issue d'un secteur de l'ancien domaine océanique téthysien ("Schistes lustrés A" d'Elter).

III. CONCLUSION SUR L'ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES UNITES OCEANQUES INFERIEURES.

Les différentes formations rencontrées dans ces unités présentent des caractéristiques générales se retrouvant d'une coupe à l'autre. Elles témoignent d'une histoire géologique similaire dans ces trois unités.

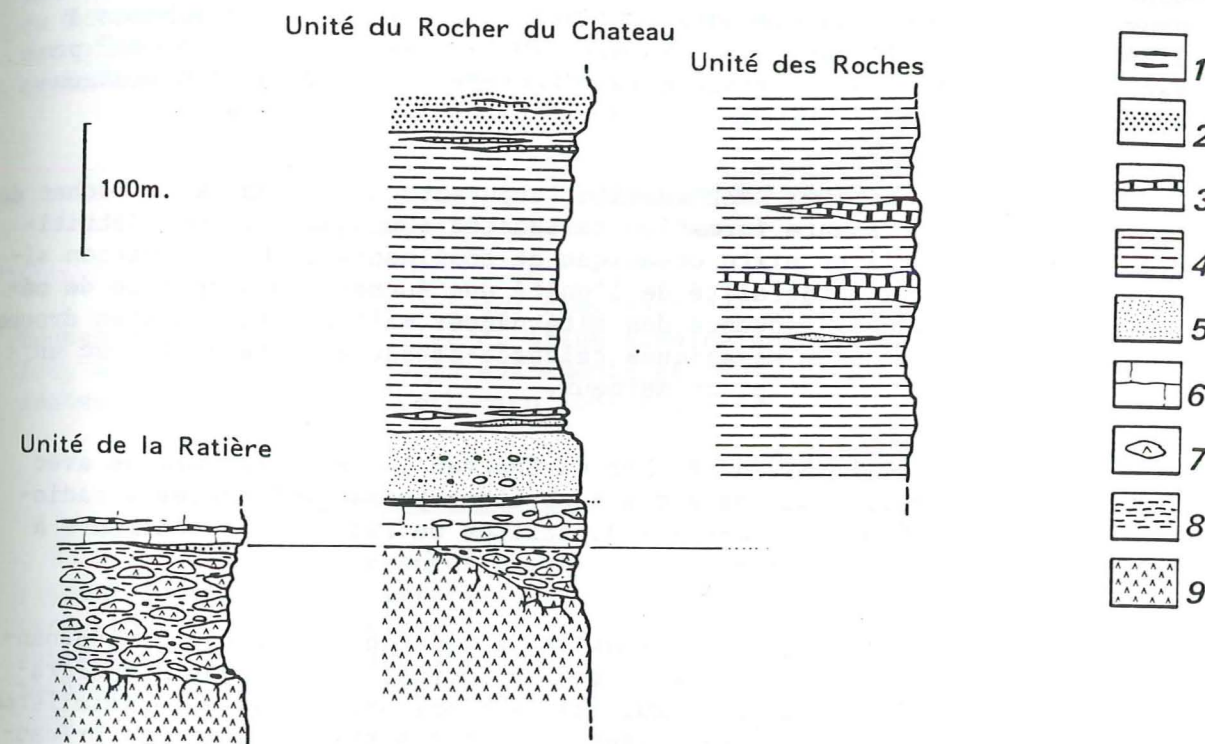


Fig. 58 : Successions lithostratigraphiques reconstituées des unités océaniques inférieures.

1. Encroûtements manganésifères ; 2. métaradiolarites ; 3. Quartzites et gneiss albitiques ; 4. Alternances de calcschistes et de marbres siliceux et phylliteux ; 5. Prasinites ; 6. Marbres blancs massifs ; 7. Blocs de gabbros ; 8. Serpentinoschistes ; 9. Serpentinites.

a- Principaux caractères et âge des formations des unités océaniques inférieures.

Les lambeaux de plancher océanique représentés dans ces unités sont constitués exclusivement d'*ultrabasites serpentinisés* qui correspondent à des roches du manteau supérieur mises à l'affleurement. Ce plancher serpentineux est érodé et bréchifié à son toit.

Localement, la surface d'érosion est tapissée des produits de *démantèlement de ce substratum ultramafique*. Les matériaux serpentineux bréchifiés sont remaniés, soit dans une matrice d'anciens sables serpentineux, soit parfois dans une matrice carbonatée ; leur épaisseur peut atteindre localement une centaine de mètres.

Sur le substratum ultrabasique et les brèches ophiolitiques s'observent localement (unité de la Ratière) des lits siliceux correspondant probablement à d'anciennes radiolarites de l'Oxfordien-Kimméridgien (De Wever et Caby, 1981 ; Schaaf et al., 1985).

Viennent ensuite des marbres clairs bréchiques, renfermant des lits siliceux dans l'unité de la Ratière et des éléments ophiolitiques dans l'unité du Rocher du Château (essentiellement des éléments serpentiniens mais également des éléments de laves en coussins et des gabbros à l'Est du terrain cartographié ; Robert, 1979). Ces marbres "à blocs" peuvent être attribués au Jurassique supérieur-Berriasien, par comparaison avec les calcaires à calpionelles de l'Apennin septentrional.

Ces marbres sont ensuite recouverts dans l'unité du Rocher du Château par une puissante formation carbonatée avec des horizons détritiques massifs, d'origine mixte océanique et continentale. Une formation similaire constitue l'intégralité de l'unité des Roches. Dans ce type de métasédiments, l'aspect séquencé des alternances marbres-calcschistes évoque des dépôts de turbidites pélagiques calcaréo-gréseuses alternant avec un fond sédimentaire hémipélagique marneux.

Dans l'unité du Rocher du Château la série se termine avec des niveaux siliceux associés à des encroûtements manganésifères à radiolaires (Chopin, 1979) (anciennes radiolarites ou redépôts de sédiments à radiolaires ?).

Rappelons que la formation carbonatée constituée d'alternances de calcschistes et de marbres impurs a fourni, dès sa base stratigraphique (unité du Rocher du Château) des sections probables de foraminifères planctoniques monocarénés ; elle peut donc être attribuée avec les précautions qui s'imposent, à la base du Crétacé supérieur. Il convient cependant d'être prudent sur cette attribution que de nouvelles recherches de microfaunes doivent tenter de confirmer.

En faveur de cette attribution on peut remarquer que ces métasédiments sont lithologiquement semblables, au métamorphisme près, à certaines formations des unités océaniques médianes et supérieures qui ont fourni des sections de foraminifères planctoniques (cf. infra). Par ailleurs, le faciès de ces alternances calcschistes-marbres est différent de celui des formations attribuables au Crétacé inférieur qui ont été reconnues dans les "Schistes lustrés" des Alpes cottiennes (formation de la Replatte) et que l'on considère comme des équivalents métamorphiques des argiles à Palombini de l'Apennin septentrional ligure (Lemoine, 1971) ; en effet, dans le cas présent, on n'observe pas de niveaux de schistes noirs, considérés dans les dépôts du Crétacé inférieur comme des sédiments "autochtones" décarbonatés et déposés au-dessous de la surface de compensation des carbonates (Andri et Fanucci, 1975 ; Sagri, 1979 ; Barret, 1982 ; Lemoine et Tricart, 1987). Ici, entre les niveaux de marbres impurs la fraction présumée hémipélagique est toujours très carbonatée (calcschistes).

Si cet âge crétacé supérieur devait être retenu, il apparaîtrait dans ces séries une lacune du Crétacé inférieur comme cela a été montré dans certaines unités piémontaises (Marthaler et al., 1986) et dans certaines océaniques non métamorphiques de l'Apennin septentrional ligure (Marini et Terranova, 1980).

Les marbres impurs et calcschistes des unités océaniques inférieures ainsi que les niveaux siliceux à encroûtements manganésifères qui les surmontent stratigraphiquement, se limitent très probablement à la base du Crétacé supérieur. En effet, les datations radiométriques réalisées sur des minéraux du métamorphisme HP-BT qui les affectent sont toutes plus récentes que 90 M.a. (cf. III partie, Ch.I).

b- Signification géodynamique des séries des unités océaniques inférieures.

Les formations qui composent ces séries témoignent de différentes étapes de l'évolution du paléo-domaine océanique ; elles ont, en effet, enregistré différents événements géodynamiques qui ont affecté le secteur du paléo-océan téthysien dont elles sont issues.

* Les conséquences de l'ouverture océanique.

Les importantes accumulations de matériaux bréchiques qui tapissent le substratum ultrabasique des unités océaniques inférieures sont des produits de démantèlement, grossiers et peu triés, de leur propre subsaisonnement ; ces matériaux bréchiques peuvent être interprétés comme les conséquences sédimentaires de la mise à l'affleurement et de l'érosion de roches du manteau supérieur lors de la déchirure entre les continents européen et apulo-adriatique qui a fait apparaître le fond "océanique" téthysien. Ces brèches sont en partie cimentées par des carbonates qui correspondent probablement à d'anciennes boues pélagiques.

* Les événements associés aux premiers dépôts pélagiques.

Les jaspes et les marbres attribuables au Jurassique supérieur-Crétacé basal correspondent à d'anciens dépôts pélagiques ; les marbres renferment des éléments, parfois de grande taille (jusqu'à hectométrique) arrachés au substratum serpentineux sous-jacent mais également à un secteur où le plancher océanique était composé de gabbros et de basaltes. Ces dépôts bréchiques témoignent d'une mobilité du fond océanique probablement associée au jeu saccadé de failles océaniques.

* Les événements liés à la sédimentation calcaréo-détritique.

Le dépôt de l'épaisse formation calcaréo-gréseuse dans laquelle sont interstratifiés des horizons ophiolitiques et siliceux, est le reflet d'événements tectoniques influant sur la nature de la sédimentation dans le domaine océanique. Il est vraisemblable que les déformations liées

à cet événement aient affecté un domaine continental lointain à l'origine des apports terrigènes ainsi qu'un secteur du domaine océanique plus interne où étaient notamment représentés d'importants épanchements basaltiques.

C. LES SERIES DES UNITES OCEANQUES MEDIANES.

I. PRESENTATION.

En Vanoise orientale, les unités océaniques médianes sont représentées entre les vallées de l'Arc et de la Rocheure dans la klippe complexe de la Sana et au Nord de la Pointe de Méan Martin (Pointe des Fours, Pointe des Lessières et Tête de Solaise).

Leurs terrains n'ont fait l'objet que de rares travaux antérieurs. Raguin (1930) et Ellenberger (1958) en font des descriptions très générales; Bocquet (1974), Caby *et al.* (1978), Saliot (1978) et Chopin (1979) apportent quelques observations ponctuelles, dans un registre plus particulièrement pétrographique.

Les uniques témoins du substratum océanique supposé des métasédiments qui constituent ces unités sont représentés par des lambeaux de roches ultrabasiques et basiques surmontés de rares restes de couverture; ceux-ci sont traînés à la base de l'unité de la Pointe de Fresse, de l'unité de Lanslebourg et de l'unité du Charbonnier.

Les unités pauvres en niveaux détritiques ophiolitiques (les unités de type Lanslebourg) sont structuralement les plus basses; elles sont bien représentées entre Arc et Rocheure (unités de Lanslebourg et de la Pointe du Géfret) et dans la klippe de la Sana (unités du Roc Blanc et de la Pointe de Fresse; Fig. 52 et 59). Les unités riches en niveaux détritiques ophiolitiques (les unités de type Méan Martin) sont les plus élevées; elles constituent la région de la Pointe de Méan Martin, le chaînon Pointe des Fours - Pointe des Lessières - Tête de Solaise (unité de Méan Martin) et une partie de la klippe de la Sana (unité du Charbonnier).

II. ETUDE STRATIGRAPHIQUE.

a- Les écaillles d'ophiolites traînées à la base des unités océaniques médianes.

A la base des unités de type Lanslebourg, ces écaillles affleurent aux environs de Termignon (Ruisseau de la Chavière, retombée Nord-Ouest de la Turra de Termignon), sur le pourtour de la fenêtre de Lanslebourg (Le Grand Coin, la Fesse d'en Bas) et dans la partie nord de la klippe

de la Sana (versant ouest de la Pointe de Fresse, La Tovièrre, les Tommeuses). Elles chevauchent les cargneules et les gypses présents à la bordure interne des unités briançonnaises ("nappe des gypses" d'Ellenberger, 1958, cf. Ch. II, §D) mais n'ont pas été observées au contact avec les unités océaniques inférieures. Elles apparaissent donc concentrées vers le front des unités océaniques médianes.

Les lambeaux de plancher océanique sont formés dans tous les cas de serpentinites, dont l'aspect est identique à celui du soubassement ultrabasique des unités océaniques inférieures (cf. supra). En plusieurs endroits (ruisseau de la Chavière, à la Tovièrre et aux Tommeuses) les serpentinites, très déformées, sont associées à des lambeaux de couverture peu épais. Il s'agit de brèches de serpentinites et de marbres blancs, à éléments et lits serpentineux (Fig. 59 A). Ces terrains de couverture sont comparables aux premiers termes des séries des unités océaniques inférieures; comme eux ils peuvent être attribués au Jurassique-Berriasien. Le contact entre les termes sédimentaires et les serpentinites ne montre pas d'indices de décollement significatif. En revanche, l'ensemble de ces terrains est clairement en contact anormal avec les calcschistes qui les recouvrent puisque, au moins localement, ils en sont séparés par des bandes de cargneules et des lambeaux de couvertures briançonnaises (Fig. 59 A et B).

A la base des unités de type Méan Martin, il n'a été observé de lambeaux de substratum océanique que dans la semelle tectonique de l'unité du Charbonnier, au lieu-dit la "Montagne du Charvet" (klippe de la Sana, versant est de la Pointe du Grand Pré). Il s'agit de gabbros euphotides (plus ou moins mylonitisés) traversés par des filons de roches basiques (dolérites); ces roches sont associées à des niveaux de prasinites et des lits de jaspes verdâtres (métaradiolarites?) (Fig. 59 C). Ces lambeaux d'origine océanique chevauchent les unités de type Lanslebourg (Fig. 52; carte géologique).

Le problème de l'origine de ces écaillles.

Si certaines de ces écaillles s'apparentent, par leurs caractères lithologiques, aux parties basales des unités océaniques inférieures, il ne semble pas en aller de même pour leurs caractères métamorphiques; en effet, à l'opposé des formations des unités océaniques inférieures, il n'a pas été observé ici de reliques éclogitiques dans les roches basiques associées à ces écaillles (prasinites, gabbros, etc...).

On peut ainsi envisager que ces écaillles de plancher océanique soient des lambeaux du substratum originel des terrains renfermés dans les unités qui les chevauchent; on ne peut toutefois pas exclure qu'il s'agisse:

- . soit d'écaillles traînées provenant d'un domaine non reconnu à l'affleurement;
- . soit d'anciens olistolites de grande taille, originellement inclus au sein des séries des unités sus-jacentes et ultérieurement entraînés dans les contacts tectoniques de la base de ces unités.

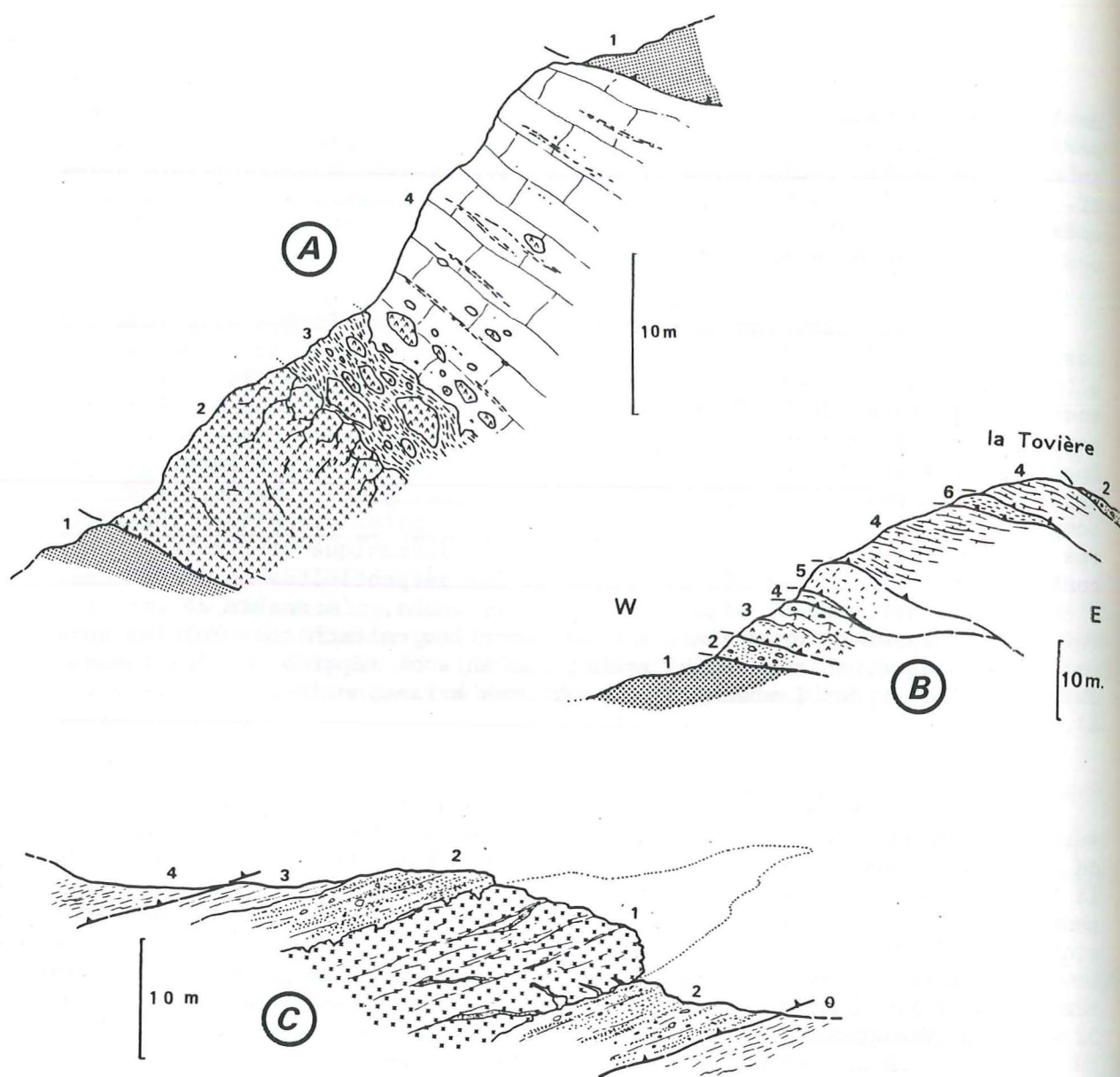


Fig. 59 : Les écaillles d'ophiolites traînées à la base des unités océaniques médianes.

A. Coupe du ruisseau de Chavière.

1. Cargneules ; 2. Serpentinites ; 3. Serpentinischistes ; 4. Marbres blancs à éléments millimétriques à métriques de serpentinites et à lits de serpentinoschistes.

B. Coupe du versant ouest de la Tovière.

1. Cargneules ; 2. Cargneules bréchiques à éléments de serpentinites ; 3. Serpentinites et marbres clairs ; 4. Calcschistes ; 5. Dolomies ; 6. Serpentinischistes.

C. Coupe de la Montagne du Charvet.

0. Calcschistes de l'unité de la Pointe de Fresse ; 1. Gabbros euphotides traversés par des filons de roches basiques ; 2. Prasinites bréchiques avec des niveaux marmoréens ; 3. jaspes verts (métaradiolarites ?) ; 4. métasédiments de l'unité du Charbonnier.

A ces réserves près, la nature exclusivement ultrabasique des écaillles océaniques traînées à la base des unités de type Lanslebourg suggère que le substratum originel de ces terrains était essentiellement composé de serpentinites. De la même manière, on peut supposer que le substratum des formations des unités de type Méan Martin a pu être, partiellement au moins, composé de gabbros.

b- La série des unités de type Lanslebourg.

Ces unités chevauchent à la fois les unités océaniques inférieures et les unités briançonnaises (Fig. 52). L'unité de Lanslebourg s'observe en haute Maurienne depuis la route de l'Iseran au Nord-Est, jusqu'à la région de Termignon, au Sud-Ouest ; elle forme l'essentiel des affleurements de "Schistes lustrés" de la rive droite de l'Arc, au-dessus des unités océaniques inférieures, à l'exclusion des secteurs de la Pointe de Méan Martin et de la Pointe du Grand Vallon. L'unité de la Pointe du Géfret correspond à une klippe recouvrant les écaillles briançonnaises des Pointes du Chatelard. Les unités du Roc Blanc et de la Pointe de Fresse constituent les unités frontales de la klippe de la Sana. A l'origine, les unités de type Lanslebourg doivent leur individualité au jeu de troncatures ; sinon, par leurs caractères lithostratigraphiques similaires elles sont à rattacher à une même entité structurale, bref, à un même corps de nappe.

1°/- Les observations lithostratigraphiques.

La série sédimentaire des unités de type Lanslebourg comprend deux grandes formations.

. L'une est à dominante de schistes noirs et de minces niveaux de marbres sombres.

. L'autre est à dominante de calcschistes et de marbres impurs roux.

1.1. Les schistes noirs et marbres sombres basaux.

Cette formation n'a été observée que très localement au sein de l'unité de Lanslebourg. Elle affleure au Nord du Villaron à la base de l'unité de Lanslebourg, au contact avec les unités océaniques inférieures ; on la retrouve à la base de la Croix de Dom Jean Maurice (Machefer, Roche Noire), de la Pointe des Buffettes (Chalet des Buffettes), et de la Pointe de la Met (Les Rochettes, les Tortes ; cf. carte géologique). Dans ce sec-

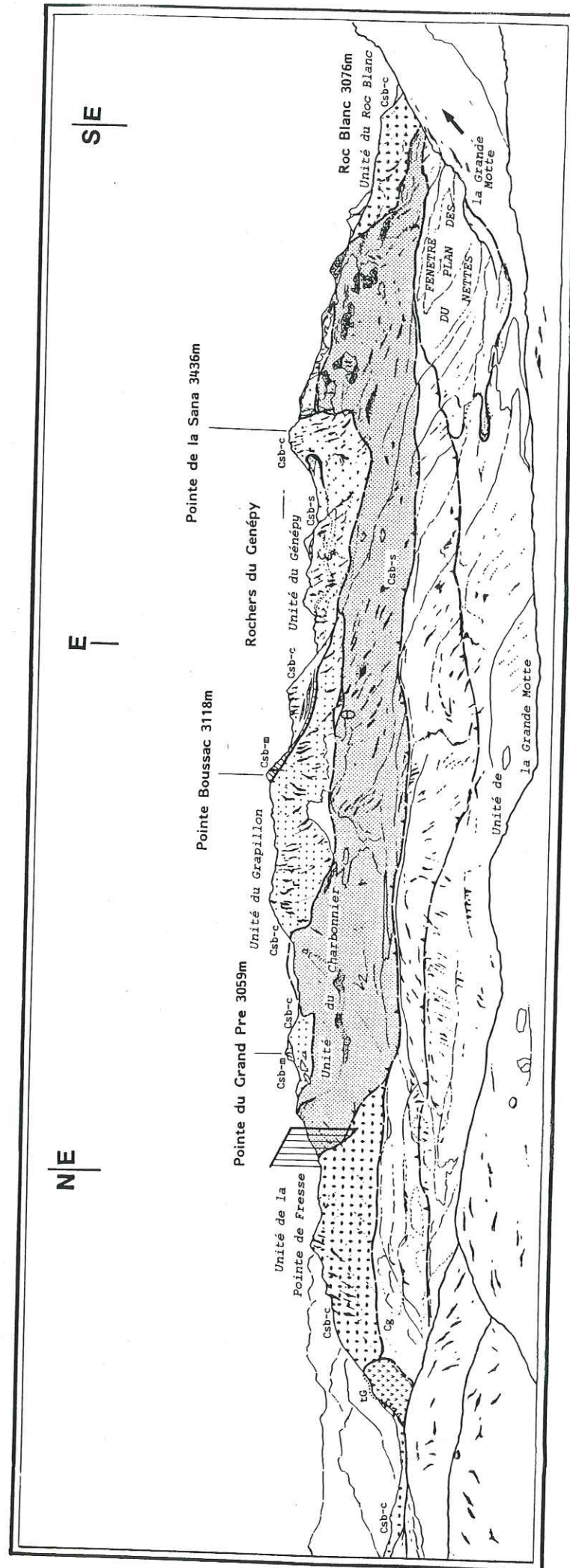


Fig. 60 : La klippe complexe de la Sana vue depuis le versant nord-est de la Grande Motte.

Csb-m : marbres phylliteux massifs
 Csb-c : calcschistes
 Csb-s : fines alternances de marbres sombres et schistes noirs
 θ : gabbros
 ε : prasinites
 Σ : gneiss albitiques
 Cg : cargneules
 tg : gypses

base du Crétacé supérieur

teur ces niveaux ont déjà été mentionnés par Chopin (1979) sous le terme de "pélites carbonées" ou de "black shales". On les retrouve, toujours à la base de l'unité de Lanslebourg, au contact avec les unités briançonnaises, au Nord de la fenêtre de Lanslebourg (base de la Crête de la Rantzei ; base du Roc du Burel) et dans le vallon de la Rocheure, au Sud-Ouest du refuge de la Femma (base du Roc du Vallonbrun).

Il s'agit d'alternances irrégulières de bancs de marbres sombres centimétriques à pluridécimétriques et de lits de schistes noirs également centimétriques à pluridécimétriques (Fig. 61). Les bancs de marbres sont toujours très siliceux et de couleur sombre, riches en matière organique ; certains bancs sont ankériteux avec une patine rousse. Les schistes noirs sont non calcaires et fréquemment très siliceux, avec une patine brunâtre.

Ces dépôts semblent donc être constitués d'un fond hémipélagique d'argilites décarbonatées ("Black shales") avec des résédimentations calcaires, probablement de fines turbidites pélagiques.

Cette formation(1) passe stratigraphiquement, de manière progressive mais relativement rapide (Fig. 61), aux faciès de marbres et de calcschistes qui constituent l'essentiel des unités de type Lanslebourg.

1.2. Les calcschistes et marbres impurs roux.

Cette seconde formation est faite d'alternances irrégulières de bancs de marbres impurs, centimétriques à plurimétriques voire pluridécimétriques, et de calcschistes d'épaisseur très irrégulière devenant par endroits exclusifs.

Les marbres sont toujours phylliteux (micas blancs et chlorites) et siliceux ; ils sont systématiquement pigmentés de taches roussâtres de cristaux d'ankérite, plus ou moins abondants selon les endroits. Certains bancs de marbres montrent des passées détritiques, soit sous forme de lits siliceux, voire quartzitiques, soit sous forme de sables dolomitiques, voire même parfois d'éléments centimétriques isolés de dolomies (Fig. 61).

L'aspect de ces alternances marbres détritiques - calcschistes évoque ainsi des turbidites pélagiques calcaires déposées dans un fond de sédimentation hémipélagique marneux (Fig. 61).

Dans le paysage ces dépôts constituent des reliefs très monotones de couleur à dominante rousse plus prononcée que celle des formations de "Schistes lustrés" environnantes(2). Des variations sont cependant notables d'un secteur à l'autre :

(1) Cette formation se retrouve, en rive gauche de l'Arc, dans le massif de l'Ouille Allegra où elle renferme de nombreux niveaux de prasinites et de gneiss albitiques (Robert, 1979).

(2) Cette patine rousse est due à l'abondance de l'ankérite.

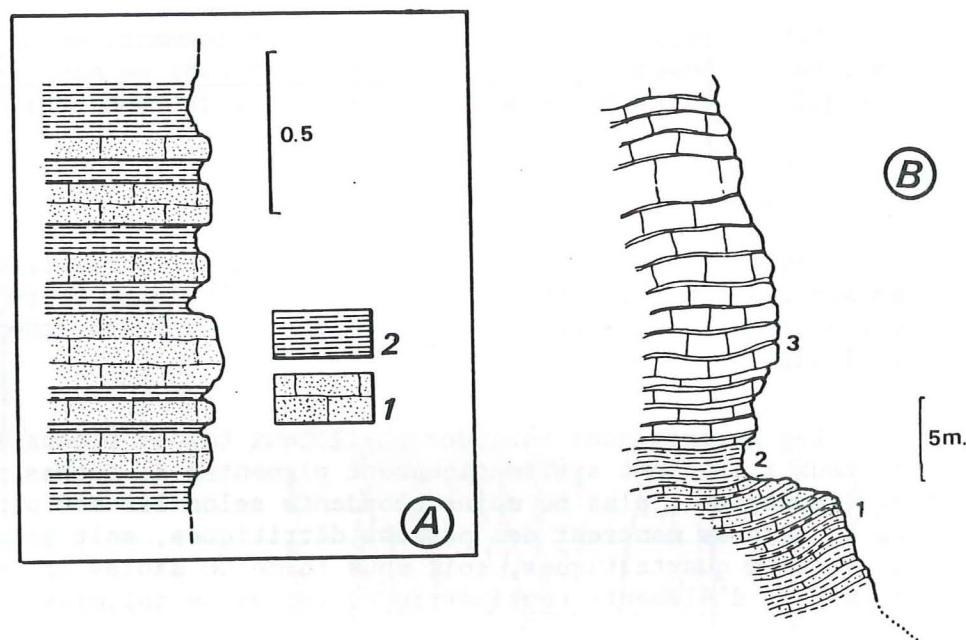
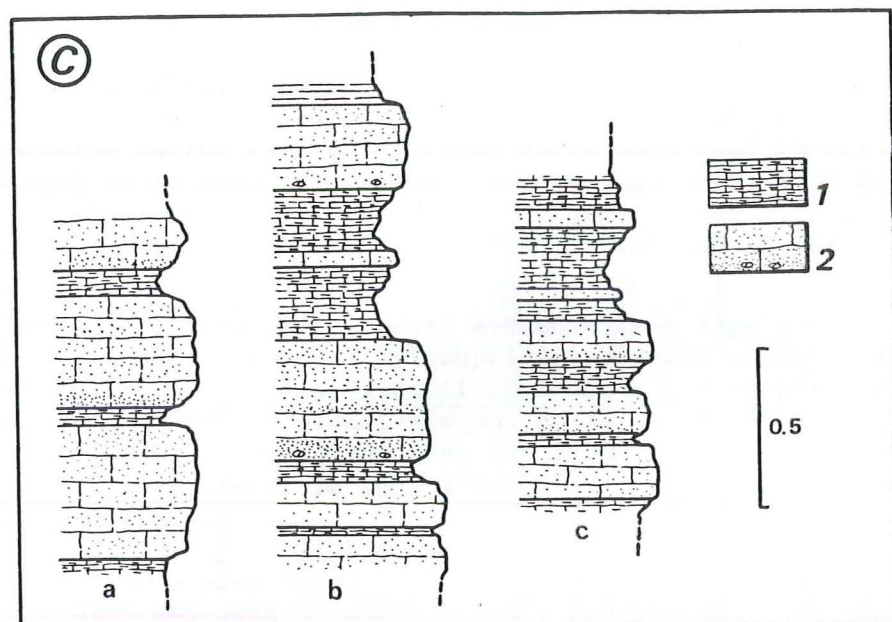


Fig. 61 : Faciès des métasédiments des unités de type Lanslebourg.

- A. Alternances de marbres sombres (1) et de schistes noirs (2) (affleurements dominant les Chalets des Roches).
- B. 1. Alternances de marbres sombres et de schistes noirs ; 2. Termes de passage formés d'alternances de niveaux centimétriques de marbres gris clairs et de lits millimétriques de schistes noirs ankériteux ; 3. Alternances de marbres impurs et de calcschistes (affleurements dominant le Chalet des Roches).
- C. Alternances de marbres siliceux et ankériteux (1) et de la calcschistes (2).
- a. Affleurements dominant le Chalet des Roches ; b et c. Environs de Termignon.

. En haute-Maurienne, la morphologie est relativement vigoureuse. Ceci est dû à l'abondance des barres de marbres dans la formation, dont certaines sont très épaisses, jusqu'à pluridécamétriques. Certaines barres, ou certains ensembles de barres de marbres, se développent sur des distances importantes. Par exemple, des barres se suivent, sans interruptions et sans mégastuctures plicatives importantes, depuis l'Ouille de la Jave (environ 2 km au Sud du Col de l'Iseran) jusqu'à la région de Lanslevillard, c'est-à-dire sur une dizaine de kilomètres. Par ailleurs, dans le secteur qui s'étend du Collet de la Madeleine jusqu'au versant sud-est des Pointes du Chatelard, à l'Ouest de Besans, on rencontre assez fréquemment des niveaux massifs, métriques à décimétriques, de gneiss albitiques qui correspondent probablement à d'anciens lits arkosiques. Dans ce même secteur, plus précisément aux environs des Chalets du Chatelard, on observe quelques niveaux, d'épaisseur d'ordre décimétrique, de prasinites ; il s'agit vraisemblablement d'anciens horizons volcano-détritiques (cf. § E).

. Vers le Nord, à la Pointe de Lanserlia, au Roc Blanc et à la Pointe de Fresse, la morphologie s'adoucit au fur et à mesure que les faciès deviennent progressivement à dominante de calcschistes. Il n'existe plus dans ces secteurs d'épaisses barres de marbres ; on observe seulement des niveaux marmoréens d'épaisseur modeste, d'ordre centimétrique à décimétrique.

2°/- Les données biostratigraphiques.

Dans les schistes noirs et marbres sombres les recherches de microfaunes sont restées vaines ; en revanche, les alternances de marbres impurs et de calcschistes ont fourni en deux endroits des sections de foraminifères planctoniques. Certaines de ces formes ont permis de déterminer :

- . Dans l'unité de la Pointe de Fresse (klippe de la Sana), 200m au Nord du Col de Fresse (x = 338,0 km ; y = 5034,95 km) = une section de foraminifère planctonique bicaréné (1).
- . Dans l'unité de Lanslebourg à la base de la Crête de la Rantzei (x = 338,6 km ; y = 5021,5 km) = trois sections de foraminifères planctoniques monocarénés, une section de foraminifère planctonique à forme globuleuse du type Hedbergelle et une section de foraminifère planctonique bicaréné (1).

(1) Détermination M. Caron.

Mentionnons également, qu'au Sud du terrain étudié, les calcschistes et marbres de la région du Col du Mont Cenis qui appartiennent à l'unité de Lanslebourg, ont fourni une forme attribuable à *Praeglobotruncana* sp. ou *Rotalipora* sp. (Fudral et al., sous presse).

Ces formes indiqueraient la base du Crétacé supérieur (Céno-manien à Sénonien basal ?).

c- La série des unités de type Méan-Martin.

Ces unités chevauchent les unités de type Lanslebourg avec lesquelles elles sont localement déformées en plis couchés. Cependant, en divers endroits, elles apparaissent au front des unités océaniques médianes, directement au contact à la fois avec les unités briançonnaises (Plan des Nettes, Les Roches Blanches, Les Fours) et avec le faisceau du Prariond (Crête des Lessières). Comme c'est probablement le cas pour les unités de Lanslebourg (cf. supra), ces unités devaient initialement appartenir à un même corps de nappe ; seul le contact tectonique au niveau des Roches Blanches, permet de distinguer deux unités distinctes : celle de Méan Martin et celle du Charbonnier (Fig. 52).

1°/- Les observations lithostratigraphiques.

La série sédimentaire des unités de type Méan Martin comprend deux grandes formations :

- . l'une à dominante de schistes noirs et de petits niveaux de marbres sombres renferme des matériaux détritiques grossiers (niveaux stratiformes ou blocs) de nature ophiolitique ou siliceuse.
- . l'autre est à dominante de calcschistes sans matériaux détritiques ophiolitiques.

1.1. Les schistes noirs et marbres sombres renfermant des matériaux détritiques grossiers, ophiolitiques et siliceux.

Cette formation constitue l'essentiel du contenu des unités de type Méan Martin.

Il s'agit généralement d'alternances de niveaux de marbres sombres, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, et de schistes noirs. En fait, très souvent, quand les lits carbonatés sont fins, la formation prend l'aspect de calcschistes sombres riches en microlits de schistes noirs. Les niveaux de marbres sombres sont toujours très siliceux et renferment une part importante de matière organique ; quelques uns de ces lits calcaires sont légèrement ankériteux.

L'aspect général de ces métasédiments est donc comparable aux schistes noirs et marbres sombres des unités de type Lanslebourg ; comme ces derniers ils évoquent d'anciens dépôts turbiditiques calcaires dans un fond sédimentaire d'argilites décarbonatées.

Localement, on rencontre dans les schistes noirs des lits quartzitiques métallifères pouvant représenter d'anciens sédiments pélagiques "autochtones" (lits radiolaritiques ?).

Occasionnellement, on peut observer, interstratifiées au sein de ces fines alternances marbres-schistes noirs, des barres de marbres massifs, siliceux et phylliteux ; d'épaisseur jusqu'à décamétrique, les plus spectaculaires se trouvent sur l'arête Sud de la Pointe du Charbonnier (Fig. 62). On peut les interpréter comme d'anciennes turbidites calcaires.

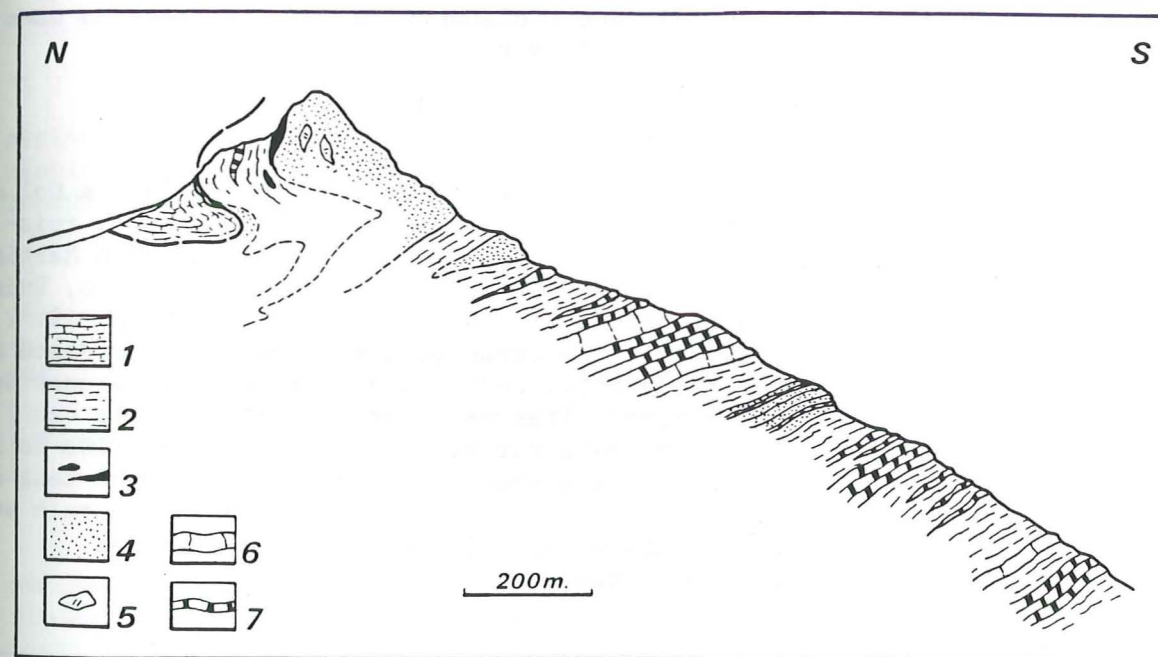


Fig. 62 : Coupe de l'arête Sud de la Pointe du Charbonnier.

1. Calcschistes de l'unité du Génepy ; 2. Métasédiments argilo-carbonatés de l'unité du Charbonnier ; 3. Blocs de serpentinites et lits de serpentinoschistes ; 4. Prasinites ; 5. Blocs de gabbros ; 6. Barres de marbres ; 7. Quartzites et gneiss albitiques.

Les corps ophiolitiques stratiformes, ophiolitiques et siliceux.

* Des arguments cartographiques, texturaux et géochimiques permettent d'interpréter ces niveaux comme d'anciens lits détritiques de natures variées. On y distingue :

* Des niveaux à éléments d'origine océanique, comprenant :

- Des prasinites s.l.

Elles sont abondantes à la fois dans l'unité du Charbonnier

(Pointe et Léchoirs du Charbonnier, versant Sud de la Sana, environs du lac du Grapillon, etc...) et dans l'unité de Méan Martin (Pointe et Aiguille de Méan Martin, environs de la Pointe des Fours, etc...). L'épaisseur de ces niveaux est variable, d'ordre décimétrique à pluridécimétrique. Il s'agit très probablement d'anciens horizons volcano-détritiques : des méta-sables, graviers et brèches dérivant de basaltes tholeiitiques ; certains niveaux pourraient dériver de sables de gabbros (cf § E).

- Des corps ophiolitiques stratiformes à éléments de gabbros.

Ils sont très abondants dans l'unité du Charbonnier (Léchoirs et Pointe du Charbonnier, versant sud de la Sana). Leur épaisseur est d'ordre mètre à plurimètre. Il s'agit très probablement d'éléments de gabbros remaniés dans leur propre arène (cf. § E).

- des serpentinoschistes.

Ils sont présents dans l'unité du Charbonnier (arête Col du Santon-Pointe du Grand Pré, versant sud de la Sana, ruisseaux du Grapillon, etc...) et dans l'unité de Méan Martin (région de la Pointe des Fours, Pointe des Lessières, Ruisseau du Chalet des Gardes du lac du Grapillon, Fig. 63, etc...). Ils sont plus rares et d'épaisseur plus modeste que les niveaux précédents. Certains d'entre eux renferment des éléments de serpentinites massives. Il est probable que l'essentiel de ces niveaux correspond à d'anciens lits de sables serpentineux, à éléments de péridotites, comme cela a été proposé pour des niveaux équivalents dans l'Apennin septentrional (Abbate et al., 1970) et dans le Queyras (Lagabrielle et Cotten, 1984).

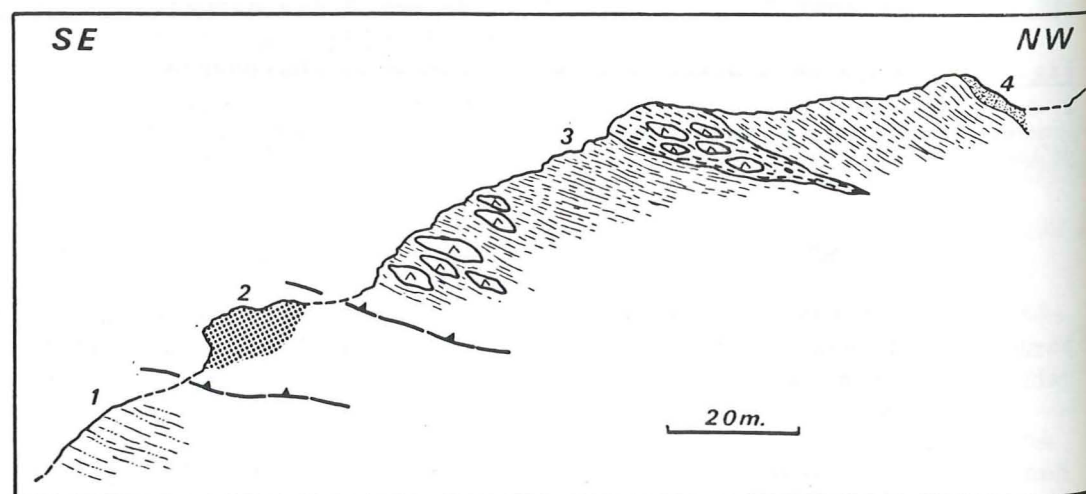


Fig. 63 : Coupe du Ruisseau au Nord-Est du Chalet des Gardes du Lac du Grapillon.

1. Lias de l'unité de la Grande Motte ; 2. Cargneules ; 3. Métasédiments argilo-carbonatés à blocs de serpentinites et niveaux de serpentinoschistes à éléments de serpentinites massives ; 4. Prasinites.

- * Des niveaux à éléments d'origine continentale, comprenant :

Des quartzites phylliteux, de couleur verte, et des gneiss albitiques.

Ils affleurent notamment dans la région de la Pointe du Charbonnier et du Col du Santon, au sein de l'unité du Charbonnier ; on les retrouve dans l'unité de Méan Martin, notamment aux environs du Col des Léchoirs et du Col de l'Iseran. Leur épaisseur est d'ordre décimétrique à décamétrique. Il s'agit vraisemblablement respectivement de méta-sables siliceux et de méta-arkoses correspondant à des décharges détritiques de produits d'érosion d'une croûte continentale.

- * Des niveaux à éléments d'origine mixte, continentale et océanique.

Assez fréquemment certains niveaux stratiformes ont une composition mixte, intermédiaire entre les divers types précédents. Ces horizons résultent très probablement de mélanges entre sables ou arénites dérivant de roches de natures diversifiées.

Par exemple, on rencontre localement, des "quartzites ou des gneiss prasinitiques" ; ce type de roches est relativement fréquent (Les Léchoirs et arête Nord du Charbonnier, arête Col du Santon - Pointe du Grand Pré, Col des Léchoirs, etc...) ; il dérive probablement de mélanges de sables, basaltiques et quartzo-feldspathiques. Ces niveaux sont d'ailleurs fréquemment interstratifiés au sein d'alternances de prasinites et de quartzites francs.

Egalement on observe localement des quartzites à clastes de pyroxènes (Les Léchoirs du Charbonnier). Ces matériaux dérivent très probablement de mélanges entre sables siliceux et arénites de gabbros ; des niveaux comparables ont été décrits et interprétés de la même manière dans le Queyras, au sein de la série du Bric Bouchet (Lagabrielle, 1982).

Il existe ainsi toute une gamme de mélanges de produits détritiques, avec différents intermédiaires possibles entre les différents pôles représentés par des roches sources de nature ultrabasique (péridotites serpentinisées), basique (gabbros et basaltes) ou "acide" (croûte continentale).

* L'ensemble des niveaux stratiformes, ophiolitiques ou siliceux, des unités de type Méan Martin dérive selon toute vraisemblance, d'arrivées détritiques grossières de sables ou de graviers, pouvant contenir des blocs massifs. Ces matériaux proviennent du démantèlement de roches océaniques (serpentinites, gabbros et basaltes) mais aussi d'une croûte continentale. Certains niveaux sont polygéniques. Leur aspect généralement grossier, peu trié, confère à ces niveaux un cachet d'écoulements gravitaires en mas-

se, à caractères plus ou moins catastrophiques, sous forme de turbidites grossières ou de "débris-flows" (Lagabrielle, 1982 ; Lagabrielle et Cotten, 1984 ; Lagabrielle et Polino, 1985 ; Lagabrielle, 1987).

Les blocs isolés.

Dans la série des unités de type Méan Martin, on rencontre assez fréquemment des blocs isolés de serpentinites, de gabbros, de métavolcanes en coussin et plus rarement de dolomies. La plupart peuvent être interprétés comme des olistolites de taille variée normalement interstratifiées dans leur encaissant métasédimentaire.

En effet, leur répartition cartographique n'obéit pas à une logique d'écaillés jalonnant des contacts anormaux : ces blocs de nature diversifiée n'existent qu'en certains endroits, bien circonscrits géographiquement, et se répartissent de manière aléatoire dans certains horizons préférentiels.

De plus, ces blocs ne sont pas disposés en chapelets et certains d'entre-eux sont très peu déformés ; ceci permet d'exclure un dispositif dû à des phénomènes d'étirement et de boudinage. Certains éléments de ce type dans les "Schistes lustrés" des Alpes occidentales ont été décrits et interprétés de la même façon à plusieurs reprises (Michard, 1967 ; Fudral et al., 1977 ; Lemoine et Tricart, 1979 ; Lagabrielle, 1981 et 1982 ; etc...). Egalement, au cours de plongées océanologiques des blocs comparables, enfouis dans la vase actuelle, ont été décrits (Lagabrielle, 1982).

Certains de ces olistolites semblent présenter des éléments d'une couverture sédimentaire originelle demeurée adhérente.

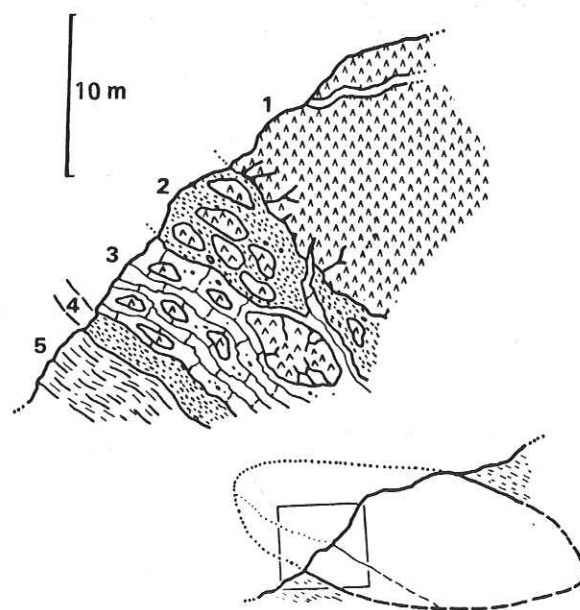


Fig. 64 : Les termes de couverture adhérents aux blocs serpentinites de la base est de la Crête des Lessières.

1. Serpentinites massives montrant des fantômes de minéraux magmatiques, probablement des pyroxènes serpentinisés ; ces roches sont traversées par des filons serpentiniteux homogènes de couleur vert clair ; 2. Serpentinischistes à éléments jusqu'à plurimétriques de péridotites serpentinisées ; 3. Marbres blancs à éléments centimétriques à plurimétriques de péridotites serpentinisées ; 4. Serpentinischistes affectés par des cisaillements locaux ; 5. Métasédiments argilo-carbonatés de l'unité de Méan Martin qui constituent l'encaissant de ce bloc de serpentinites muni de sa propre couverture sédimentaire.

Ainsi, les éléments de serpentinites de l'unité de Méan Martin qui s'observent, au Nord du Col de l'Iseran, à la base de la paroi est de la Crête des Lessières (Fig. 64) montrent à leur base géométrique actuelle, en série inverse, une succession de termes constitués, dans l'ordre stratigraphique, de brèches de serpentinites, puis de marbres blancs à éléments serpentiniteux (Fig. 64). Il est remarquable de constater que cette succession est en tous points similaire aux premiers termes sédimentaires des couvertures des unités océaniques inférieures, qui ont été attribués au Jurassique supérieur - Berriasien. Ces blocs peuvent, de ce fait, être interprétés comme des olistolites de plancher océanique munis de leur propre couverture originelle Jurassique à Crétacé basal, eux-mêmes remaniés dans les dépôts schisteux qui constituent actuellement leur encaissant métasédimentaire. De tels blocs, montrant des éléments d'une couverture propre, ont été décrits dans les séries océaniques de l'Apennin (Abbate et al., 1970) et du Queyras (Le Mer et al., 1986 ; Lagabrielle, 1987).

1.2. Les métasédiments à dominante de calcschistes roux, sans matériaux détritiques grossiers.

Localement, dans les unités de type Méan Martin, on peut observer un passage continu entre la formation précédente, riche en niveaux détritiques grossiers variés, et des niveaux plus calcaires et plus massifs, sans niveaux ou éléments ophiolitiques ou siliceux. Il s'agit de calcschistes roux, identiques à ceux des unités de type Lanslebourg. On les rencontre notamment, à la base de l'arête nord de la Pointe du Charbonnier, où leur épaisseur observable est de l'ordre de 200m (Fig. 65).

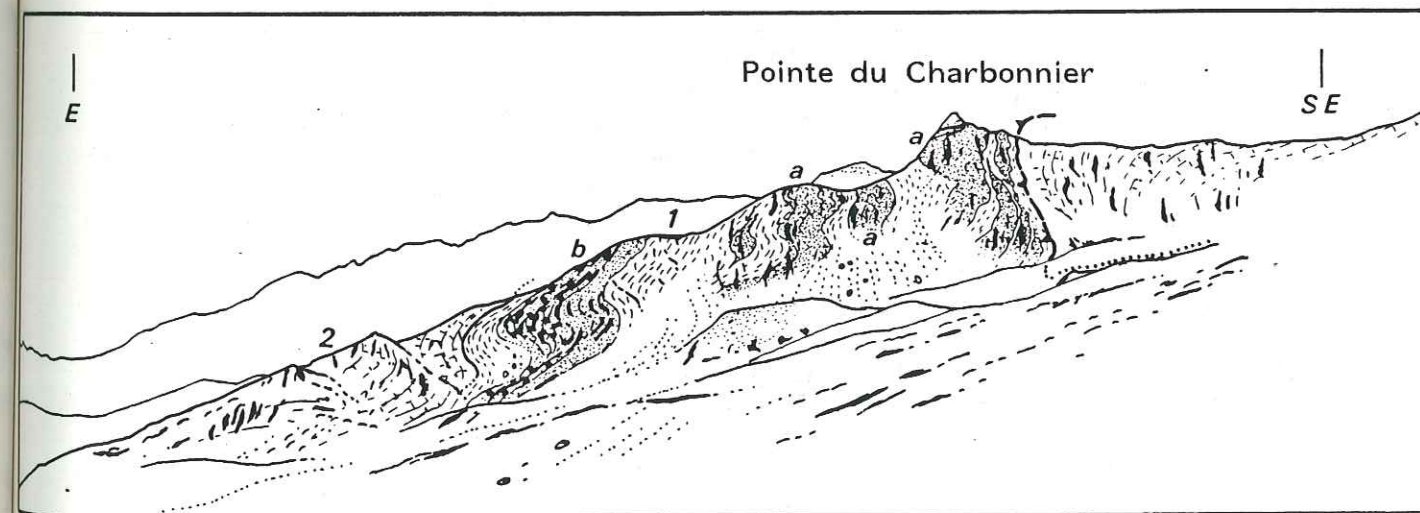


Fig. 65 : L'arête nord de la Pointe du Charbonnier vue depuis les Côtes de la Leisse dessus.

1. Fines alternances de marbres sombres et de schistes noirs avec des niveaux stratiformes ophiolitiques à éléments de gabbros (a) et des niveaux quartzitiques (b) ; 2. Calcschistes fossilifères (voir texte).

2°/- Les données biostratigraphiques.

* Dans les unités de type Méan Martin les schistes noirs et marbres sombres renfermant des matériaux détritiques grossiers, ophiolitiques et siliceux, ont fourni en deux endroits des sections de foraminifères planctoniques qui ont permis de déterminer :

. Dans l'unité du Charbonnier, au Nord de la Pointe du Grand Pré (au point x = 337,75 km ; y = 5033 km) : deux sections attribuables à *Rotalipora* sp. ? et une section attribuable à une Hedbergelle(1) ?

. Dans l'unité de Méan Martin à la base est de la Crête des Lessières (au point x = 345,4 km ; y = 5032,65 km) : une section attribuable à *Helv. helvetica* et une très belle section équatoriale de foraminifère(1).

Ces formes indiqueraient le Cénomanién - Turonien moyen.

* Les calcschistes roux de l'unité du Charbonnier au pied de l'arête nord du Charbonnier (au point x = 335 km ; y = 5029 km) ont fourni quant à eux, deux sections attribuables à *Rotalipora* sp. ? (foraminifères du Cénomanién)(1).

III. CONCLUSIONS SUR L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE DES UNITES OCEANIQUES MEDIANES.

a- Principaux caractères et âge des séries des unités océaniques médianes.

A la base de cet ensemble d'unités quelques écaillles de plancher océanique traînées dans les semelles tectoniques ont conservé les termes de base de leur couverture sédimentaire attribuables au Jurassique supérieur - Crétacé basal (brèches ophiolitiques, métaradiolarites et marbres à éléments ophiolitiques).

Dans les unités océaniques médianes il n'a pas été reconnu de terrains qui, par leur position stratigraphique ou leur faciès, pourraient être attribués, sans ambiguïté, au Crétacé inférieur mais cette absence peut être d'origine tectonique. L'ensemble de ces unités se compose de métasédiments que l'on peut rapporter au Cénomanién - Sénonien basal grâce à la découverte de foraminifères planctoniques. On y distingue :

(1) Echantillons prélevés et lames minces examinées par M. Marthaler, déterminations M. Caron.

- une formation à dominante de schistes noirs et de marbres sombres, évoquant d'anciennes argiles hémipélagiques, non calcaires, riches en matière organique ("Black shales"), dans lesquelles sont intercalées de fines turbidites pélagiques. Des dépôts comparables dans l'Apennin septentrional ou dans d'autres secteurs des Alpes internes sont interprétés comme des sédiments déposés sous la C.C.D. où les argiles "autochtones" sont décarbonatées de la fraction calcaire pélagique et où les niveaux calcaires sont des resédimentations provenant d'autres secteurs du bassin situés au-dessus de la C.C.D. (Andri et Fanucci, 1975 ; Sagri, 1979 ; Barret, 1982 ; Lemoine et Tricart, 1987). Cette formation renferme dans les unités de type Méan Martin de nombreuses intercalations de matériaux détritiques grossiers d'origine mixte océanique et continentale. Les foraminifères découverts dans cette formation caractérisent l'intervalle de temps Cénomanién - Turonien moyen.

- une formation à dominante de calcschistes et de marbres impurs évoquant d'anciennes marnes hémipélagiques dans lesquelles sont irrégulièrement intercalées des turbidites calcaires ; à l'opposé du cas précédent, le dépôt s'est probablement effectué ici au-dessus de la C.C.D.. Dans les unités océaniques médianes, cette formation est, à de rares exceptions près, dépourvue de niveaux détritiques grossiers, ophiolitiques ou siliceux. La découverte, en plusieurs points, de foraminifères bicarénés suggère que le dépôt s'est effectué au Turonien supérieur - Sénonien basal (auquel cas les foraminifères du Cénomanién seraient remaniés dans les turbidites calcaires).

Les données radiochronologiques actuellement disponibles indiquent que les formations des unités océaniques médianes ont été affectées par un métamorphisme HP-BT "éocalpin" vers 80 M.a. (cf. III partie, Ch.I).

b- Significations géodynamiques des séries des unités océaniques médianes.

Les terrains constituant ces unités portent en leur sein le témoignage de divers épisodes paléo-tectoniques importants qui ont affecté le secteur du domaine océanique dont elles sont issues.

* Les conséquences de l'ouverture océanique.

Les premières brèches ophiolitiques observées dans les écaillles qui jalonnent la base de plusieurs de ces unités sont identiques à celles rencontrées dans les unités océaniques inférieures (cf. § B) ; comme ces dernières, leur dépôt a dû succéder à l'ouverture de l'océan téthysien.

* Les événements contemporains du dépôt des calcaires pélagiques (Fig. 66).

Egalement dans les écaïlles qui s'observent à la semelle tectonique de ces unités, on rencontre d'anciens calcaires pélagiques bréchiques, à éléments ophiolitiques, attribuables au Tithonique-Bérriasien. Comme ceux des unités océaniques inférieures ils ont enregistré une activité paléo-tectonique génératrice de brèches qui reflète la mobilité du fond océanique durant cette période.

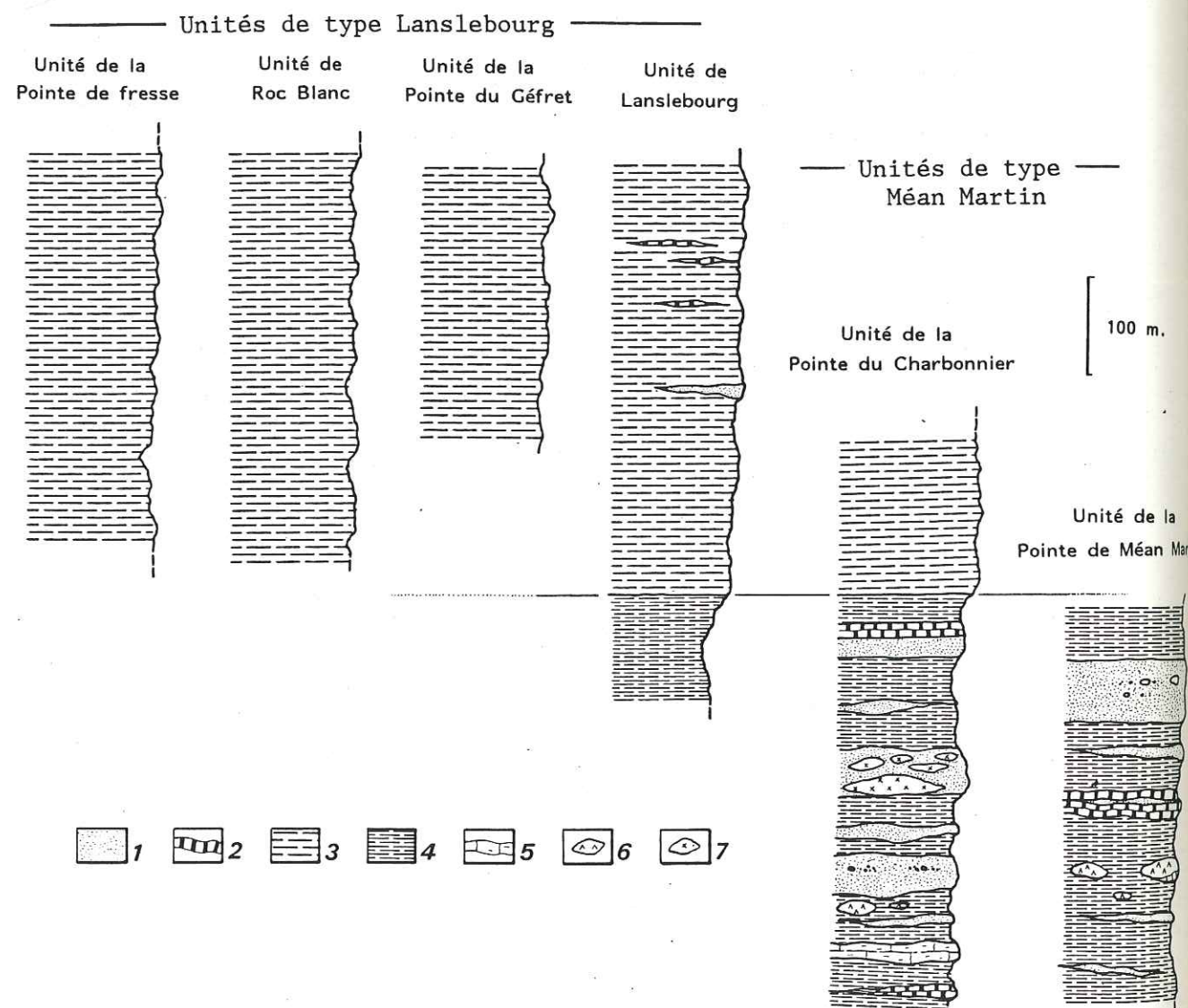


Fig. 66 : Successions lithostratigraphiques reconstituées des unités océaniques médianes.

1. Prasinites ; 2. Quartzites et gneiss albitiques ; 3. Alternances de calcschistes et de marbres siliceux et phylliteux ; 4. Alternances de marbres sombres et de schistes noirs ; 5. Barres de marbres massifs ; 6. Blocs de serpentinites ; 7. Blocs de gabbros.

* Les événements caractérisés par la sédimentation d'épais dépôts détritiques de la base du Crétacé supérieur.

Les dépôts détritiques de la base du Crétacé supérieur représentent les conséquences sédimentaires d'un épisode paléo-tectonique important qui affecte le domaine océanique (détritisme basique et ultrabasique) et des domaines continentaux probablement internes (détritisme siliceux). L'importance du matériel détritique ophiolitique grossier témoigne de la mobilité importante du substratum océanique sous-jacent ou proche qui a dû être dès cette période impliqué dans de vigoureuses tectoniques compressives.

D. LES SERIES DES UNITES OCEANQUES SUPERIEURES.

I. PRESENTATION.

Les unités océaniques supérieures appartiennent à la klippe complexe de la Sana. A partir d'arguments cartographiques on a été amené à y distinguer deux unités distinctes superposées, à savoir, de bas en haut : celle du Grapillon et celle du Génepy.

Comme dans le cas des unités océaniques médianes, les seuls témoins d'un ancien substratum océanique apparaissent sous forme d'écaïlles traînées à la base des unités. Il s'agit de gabbros et de mylonites de gabbros visibles dans le versant ouest de la Pointe Boussac (Saliot et Guitard, 1971 ; Saliot, 1978).

L'unité du Grapillon s'étend à la base de la Pointe de Boussac, vers la Pointe du Grand Pré et dans la région du lac du Grapillon. Elle supporte l'unité du Génepy qui englobe le secteur des Rochers du Génepy entre la Pointe Boussac et le sommet de la Pointe de la Sana et s'étend vers l'Est à la base des Rochers des Barmes de l'Ours, au Nord du Col de la Rocheure (Fig. 52 et 67 ; carte géologique).

II. ETUDE STRATIGRAPHIQUE.

a- Les observations lithostratigraphiques.

Dans ces unités se distinguent différentes formations, ce sont :

- des métasédiments argilo-carbonatés à dominante de petits niveaux de marbres sombres et de schistes noirs, présents uniquement dans l'unité du Génepy. Ils renferment des niveaux stratiformes et des blocs ophiolitiques ou siliceux.

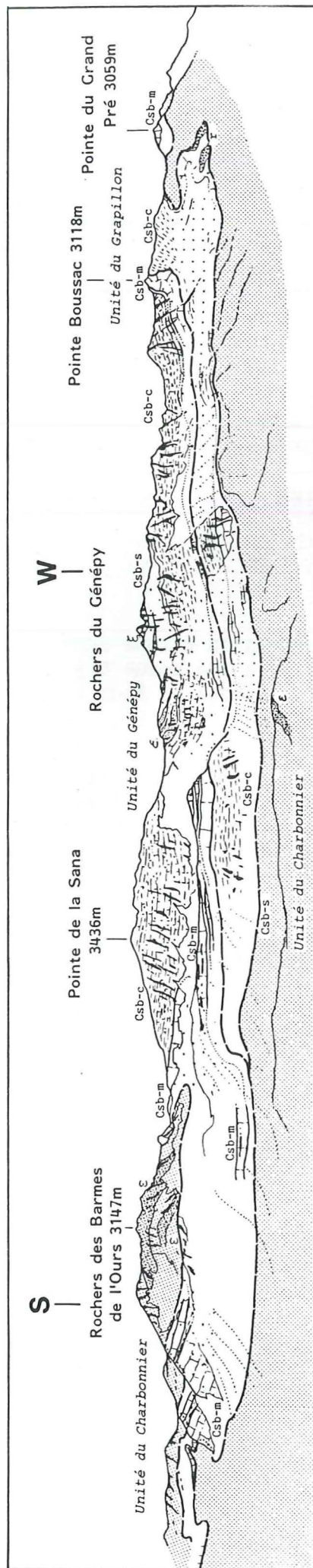


Fig. 67 : Les unités océaniques supérieures vues depuis la Croix du Pisset.

Csb-m : marbres phylliteux massifs.
 r : métaradiolarites.
 Csb-c : calcschistes.
 Csb-s : schistes noirs et marbres sombres.
 ☐ : prasinites
 ☐ : quartzites phylliteux et gneiss albitiques.

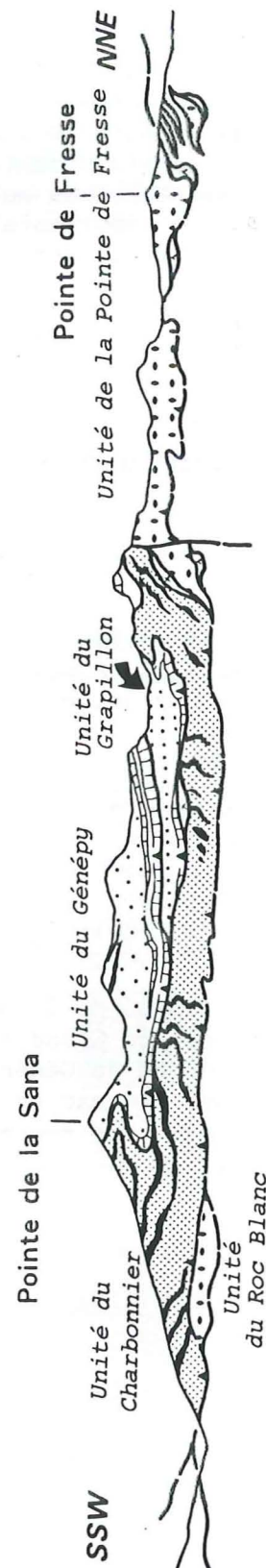


Fig. 68 : Coupe géologique simplifiée de la klippe complexe de la Sana.

- . des calcschistes stériles en matériaux ophiolitiques.
- . des marbres impurs massifs.
- . des métaradiolarites associées localement dans l'unité du Grapillon à des encroûtements manganésifères (Pichocky, Deville et Hoffert, 1986).

1°/- La série de l'unité du Grapillon.

- (1) Les calcschistes de l'unité du Grapillon affleurent au Nord de la Pointe Boussac et au Sud de la Pointe du Grand Pré. Il s'agit de calcschistes gris ankériteux avec quelques niveaux de marbres impurs et des lits de schistes siliceux verdâtres. On n'y a pas observé de matériaux ophiolitiques ou de bancs massifs siliceux.
- (2) Les marbres massifs apparaissent notamment au Nord du lac du Grapillon et au sommet de la Pointe du Grand Pré (Fig. 67 ; carte géologique). Ils sont phylliteux et siliceux de couleur jaune ou verdâtre. Leur faciès est assez semblable à celui des "Marbres chloriteux" des séries briançonnaises de Vanoise ; comme ces derniers, ils pourraient correspondre à d'anciens calcaires argileux pélagiques.
- (3) Les métaradiolarites associées à des encroûtements manganésifères.

* Les métaradiolarites.

On les rencontre à la base est de la Pointe Boussac (Fig. 69). Elles apparaissent, de manière progressive sous forme de passées siliceuses d'abord millimétriques interstratifiées dans les marbres précédents ; peu à peu ces lits siliceux s'épaississent pour former des niveaux d'épaisseur irrégulière, centimétriques à pluridécimétriques, alternant avec des bancs de marbres phylliteux ; puis l'on passe à une roche massive uniquement siliceuse. Il s'agit de métaradiolarites présentant l'aspect de jaspes de couleur verte avec des lits versicolores constitués d'alternances centimétriques de passées de couleur jaune, orangée, rouge ou violacée. C'est localement dans ces jaspes versicolores que sont interstratifiés les encroûtements manganésifères. Par altération météoritique, ces gisements sont masqués par un enduit d'oxydes de manganèse, d'aspect noirâtre à reflets pourprés.

* Les encroûtements manganésifères (1)

Ces encroûtements se présentent sous forme de très nom-

(1) Ces encroûtements font actuellement l'objet d'une étude détaillée dans le cadre de la thèse de C. Pichocky, à Brest.

breux lits millimétriques à décimétriques de silicates de manganèse, opaques en lame mince, interstratifiés au sein d'alternances irrégulières, millimétriques à pluridécimétriques, de lits siliceux argilitiques et hématitiques (probablement d'anciennes boues siliceuses à radiolaires) et de lits de jaspes versicolores (probablement des lits radiolaritiques proprement dits). Les lits d'encroûtements manganésifères sont actuellement fragmentés et redécoupés par de nombreuses fentes de recristallisation de quartz associé à de l'albite et à des carbonates. Les niveaux qui encadrent ces fragments demeurés rigides, ont flué de part et d'autre de manière homogène.

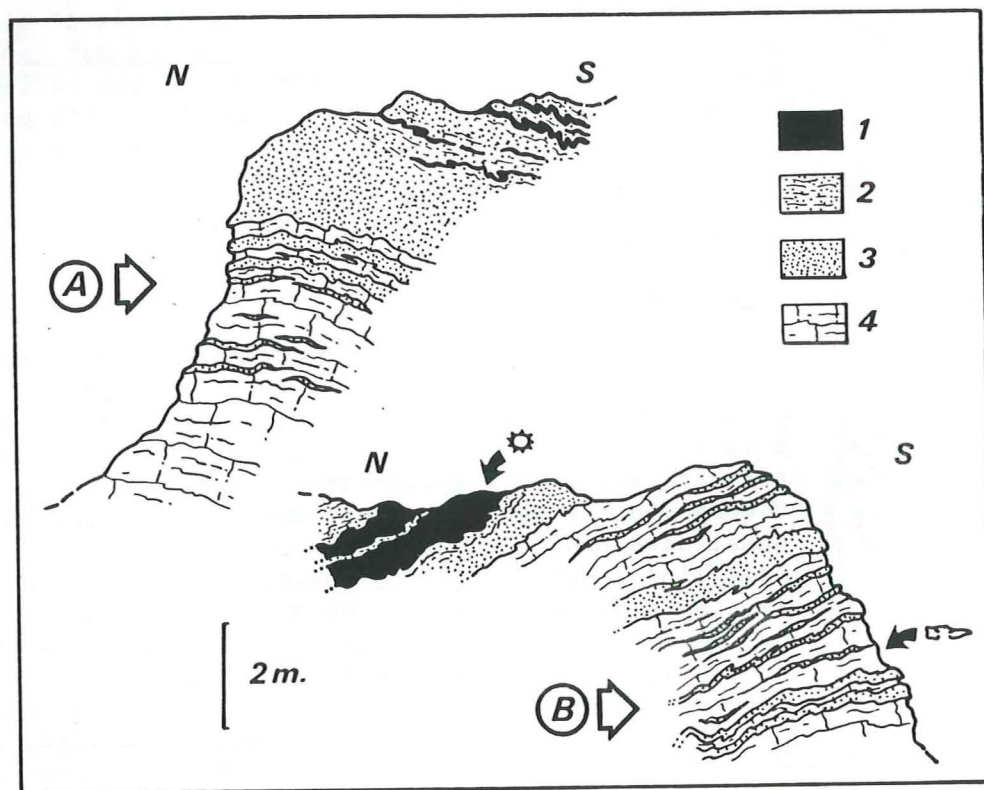


Fig. 69 : Le passage des marbres massifs aux radiolarites associées à des encroûtements manganésifères de l'unité du Grapillon.

A. au point $x = 338,15 \text{ km}$; $y = 5031,7 \text{ km}$
B. au point $x = 338,1 \text{ km}$; $y = 5031,8 \text{ km}$

1. Encroûtements manganésifères ; 2. Métaradiolarites sous forme de jaspes versicolores ;
3. Métaradiolarites sous forme de jaspes verdâtres ; 4. Marbres massifs.

Les encroûtements sont essentiellement composés de silice et de manganèse associés à un peu de fer et très peu de phosphore. Leur étude aux rayons X indique que le manganèse est essentiellement exprimé sous forme de rhodonite et d'une pellicule d'altération d'oxydes de manganèse.

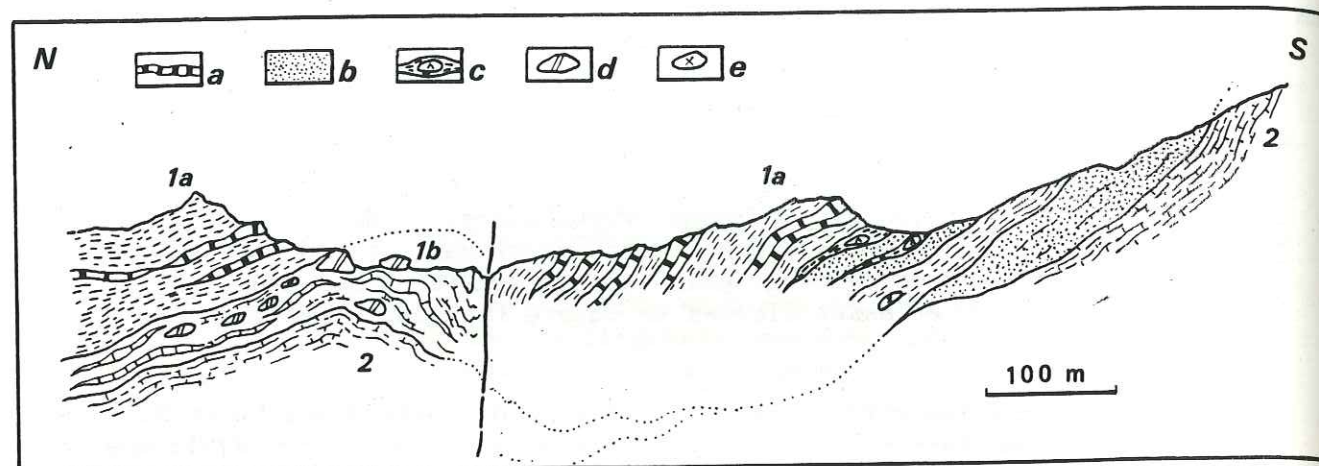
Les alternances de jaspes versicolores et de lits hématitiques et siliceux qui encadrent ces encroûtements présentent des concentrations plus riches en fer et en calcium. Elles sont associées à des teneurs très élevées en strontium et assez élevées en cuivre (tableau d'analyses chimiques n° 3).

Dans les encroûtements, l'absence du cortège Co, Cu et Ni ainsi que la pauvreté en terres rares suggèrent que le manganèse ait pu avoir une origine hydrothermale ; ceci s'accorde également avec l'étroite association de ces encroûtements avec des niveaux riches en Fe, Sr et Cu et avec le fractionnement du Mn et du Fe qui ne précipitent pas dans la même phase.

Il pourrait ainsi s'agir de précipitations d'anciens oxydes métalliques, dans un environnement océanique, à partir de circulations d'eaux chaudes provenant de fluides hydrothermaux.

2°/- La série de l'unité du Génepy.

- (1) Les métasédiments argilo-carbonatés à dominante de petits niveaux de marbres sombres et de schistes noirs constituent la Crête des Rochers du Génepy, dans la région du Col de la Sana, depuis le point coté 3092m au Sud de la Pointe du Grapillon, jusqu'à la courbe 3200m au pied de l'arête nord de la Pointe de la Sana. On y rencontre d'abondantes passées détritiques de natures variées ; ce sont soit des niveaux stratiformes (essentiellement de quartzites phylliteux verts et de gneiss albitiques, mais aussi de prasinites et de serpentinoschistes), soit des blocs de serpentinites et de gabbros euphotides. Ces dépôts font place à leur base géométrique actuelle, sur une épaisseur de l'ordre de 10 à 20m à des alternances de calcschistes jaunâtres ankériteux et de marbres clairs siliceux ; ces niveaux renferment d'abondants blocs décimétriques à plurimétriques de dolomies (Fig. 70A&B) et des lits siliceux décimétriques de gneiss albitiques (Fig. 70A).
- (2) A la base géométrique de la formation précédente, on passe, de manière progressive mais rapide, à des calcschistes gris ankériteux sans roches vertes ou niveaux siliceux massifs (région de la Pointe du Grapillon et de l'arête nord de la Pointe de la Sana). Ces dépôts sont semblables aux calcschistes de l'unité du Grapillon (cf. ci-dessus).



A : Coupe du Col de la Sana (unité du Génepy).

1. Métasédiments à dominante de petits niveaux de marbres sombres et de schistes noirs à matériaux détritiques ophiolitiques et siliceux (1a), passant à des calcschistes jaunâtres ankéríteux et de marbres clairs siliceux à détritisme dolomitique et siliceux (1b) ; 2. Calcschistes gris ankéríteux sans matériaux ophiolitiques ou siliceux massifs.
a. Quartzites et gneiss albitiques ; b. Prasinites ; c. Serpentine-schistes à blocs de serpentinites massives ; d. Blocs de dolomies ; e. Blocs de gabbros.

B : Barres de marbres clairs siliceux et calcschistes à éléments de dolomies au Col de la Sana
d: éléments de dolomies.



Fig. 70 : Les affleurements du Col de la Sana (unité du Génepy).

(3) Puis on voit apparaître, d'abord interstratifiées dans les calcschistes précédents des barres de marbres massifs siliceux et phylliteux (base de la Pointe du Grapillon, Col des Barmes de l'Ours, Le Léchoir, etc.). Ces intercalations marmoréennes deviennent progressivement plus épaisses pour former une barre massive, d'épaisseur pluridécamétrique qui constitue notamment le sommet de la Pointe Boussac ou les falaises du lieu-dit "le Léchoir". Ces marbres massifs sont identiques à ceux de l'unité du Grapillon. Ils renferment localement des interstratifications de jaspes verdâtres correspondant probablement à d'anciennes radiolarites ; ces niveaux ont toutefois des épaisseurs plus modestes (d'ordre centimétrique à plurimétrique) que leurs équivalents de l'unité du Grapillon.

b- Les données biostratigraphiques.

Dans l'unité du Grapillon les calcschistes, au Nord de la Pointe Boussac (x = 337,4 km ; y = 5032,25 km), ont fourni plusieurs sections de foraminifères planctoniques attribuables à : *Hedbergella* sp. ?, *Rotalipora* sp. ? (1)(2), *Rotalipora reicheli* ? (1)(2), association du Cénomanién. Les marbres à interstratifications de métraradiolarites du secteur du Grapillon (x = 338,1 km ; y = 5031,8 km) ont livré également des formes de foraminifères planctoniques attribuables à *Hedbergella* sp. ? (2 fois) (2), *Rotalipora* sp. ? (2), et des sections de foraminifères planctoniques à premier tour de spire aplati et second tour bicaréné (3 fois) (2) ; cette association indique probablement le Turonien supérieur - Sénonien basal, les formes du Cénomanién étant remaniées. Les radiolaires présents dans les encroûtements manganésifères n'ont pas pu être déterminés car ils se désagrègent lors des tentatives d'extractions.

Dans l'unité du Génepy les métasédiments du Col de la Sana ont montré des sections probables de foraminifères planctoniques monocarénés non identifiables.

- (1) Échantillons prélevés et lames minces examinées par M. Marthaler.
(2) Déterminations M. Caron.

III. CONCLUSION SUR L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE DES UNITES OCEANQUES SUPERIEURES.

a- Principaux caractères et âge des séries des unités océaniques supérieures.

Les unités océaniques supérieures présentent à leur base des écaillés de gabbros qui peuvent être interprétées comme des lambeaux du substratum océanique originel des métasédiments qui constituent ces unités.

Comme pour le cas des unités océaniques médianes il n'a pas été reconnu de formations qui, par leur position stratigraphique ou leur faciès, pourraient être attribuées au Crétacé inférieur mais cette absence peut être d'origine tectonique.

Les métasédiments de ces unités peuvent, dans leur ensemble, être attribués à la base du Crétacé supérieur grâce à la découverte de sections de foraminifères planctoniques ; on a distingué :

- des métasédiments à dominante de fines alternances de marbres sombres et de schistes noirs avec des intercalations de matériel détritique grossier, ophiolitique et siliceux ;
- des calcschistes stériles en détritisme ophiolitique ;
- des marbres impurs massifs ;
- des métaradiolarites associées à des encroûtements manganésifères. Elles n'ont pas pu être datées directement mais les marbres qui sont interstratifiés avec les premiers niveaux de métaradiolarites fournissent des sections de foraminifères attribuables au Turonien supérieur - Sénonien basal. Ces métaradiolarites sont donc différentes de celles de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien qui sont directement associées au plancher océanique téthysien (à moins qu'il ne s'agisse de sédiments remaniés comme cela a été envisagé pour les dépôts à radiolaires des unités océaniques inférieures - cf. § B - mais dans le cas présent ceci paraît peu probable étant donné l'étroite association de ces niveaux siliceux avec des lits d'encroûtements manganésifères qui ne montrent pas d'évidence de resédimentations).

b- Signification des séries des unités océaniques supérieures.

On retrouve dans les séries préservées au sein des unités océaniques supérieures une évolution sédimentaire assez semblable à celle des séries des unités océaniques médianes. Elles ont notamment enregistré l'évènement tectonique important survenu dès le Cénomaniens qui se caractérise par des remaniements de matériaux détritiques grossiers d'origine océanique et continentale. Le passage progressif, d'abord à une sédimentation

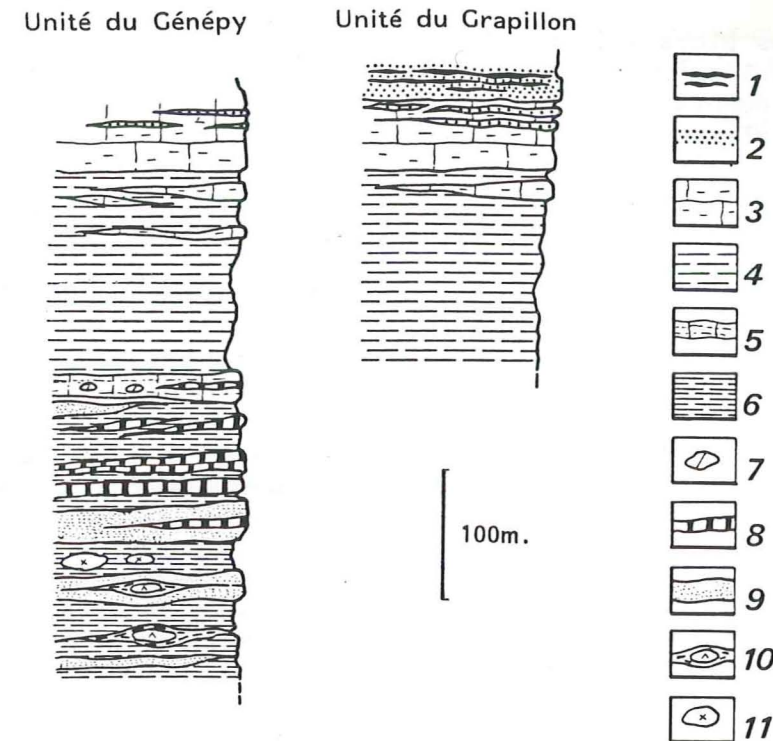


Fig. 71 : Successions lithostratigraphiques reconstituées des unités océaniques supérieures.

1. Encroûtements minéralisés ; 2. Métraradiolarites ; 3. Marbres siliceux et phylliteux massifs ; 4. Calcschistes ; 5. Marbres blancs et calcschistes roux ; 6. Alternances de marbres sombres et de schistes noirs ; 7. Blocs de dolomies ; 8. Quartzites et gneiss albitiques ; 9. Prasinites ; 10. Serpentinischistes à blocs de serpentinites ; 11. Blocs de gabbros.

calcaire non perturbée (calcschistes et marbres massifs) puis à des dépôts radiolaritiques, reflète ensuite le ralentissement puis l'arrêt de la sédimentation détritique pendant le Turonien supérieur-Sénonien basal, d'après les découvertes paléontologiques effectuées ; le dernier changement de sédimentation traduit probablement le passage du domaine de dépôt au-dessous de la surface de compensation des carbonates (par subsidence ?).

E. LES CORPS OPHIOLITQUES STRATIFORMES DES UNITES OCEANQUES DE VANOISE ORIENTALE - NATURE ET SIGNIFICATION.

I. INTRODUCTION.

De nombreux corps ophiolitiques et/ou siliceux, en lits stratiformes ou en blocs isolés, sont présents dans certains horizons des "Schistes lustrés" de Vanoise orientale (cf. § B, C et D). L'examen attentif de ce matériel révèle une importante variété de roches, notamment en ce qui concerne les corps ophiolitiques :

- les blocs isolés sont généralement aisément identifiables ; il s'agit essentiellement d'éléments de péridotites serpentinisées et, plus rarement, d'éléments de gabbros (euphotides et ferro-gabbros). On peut interpréter ces éléments comme des olistolites de nature et de taille variées, interstratifiés dans leur encaissant sédimentaire (cf. § C) ;

- les corps ophiolitiques stratiformes sont, pour l'essentiel, des prasinites s.l., amphiboliques (prasinites s.s.) ou chloriteuses (ovar-dites). La nature originelle de ces matériaux est plus difficile à préciser que dans le cas des blocs isolés, du fait des déformations et du métamorphisme ; toutefois, dans certains de ces niveaux, on reconnaît également des restes d'anciens gabbros. Ces niveaux se distinguent nettement sur le terrain de corps ophiolitiques lenticulaires qui sont en fait des écailles coincées à la base d'unités tectoniques majeures (cf § C et D). Le but de ce chapitre est d'essayer d'apporter des éléments de réponse au problème de l'origine de ces roches.

II. POSITION STRATIGRAPHIQUE.

La répartition des corps ophiolitiques stratiformes est loin d'être aléatoire. A l'échelle du terrain étudié et, plus généralement, à l'échelle de la Vanoise interne, on constate que ces niveaux s'observent essentiellement dans deux types de formations :

- les métasédiments à dominante de marbres et de calcschistes, des unités océaniques inférieures que nous proposons d'attribuer à la base du Crétacé supérieur (cf. § B.) principalement vers leur base stratigraphique

- les métasédiments à dominante de schistes noirs des unités océaniques médianes et supérieures qui sont également à la base du Crétacé supérieur (cf. § C et D).

On ne rencontre, pour ainsi dire, pas de matériel ophiolitique, à l'exception de quelques rares niveaux de prasinites dans les formations à dominante de calcschistes et de marbres des unités océaniques médianes et supérieures ; on n'en rencontre pas du tout dans les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon.

III. CONSTITUTION.

a- Les niveaux de prasinites.

Les prasinites se présentent en niveaux d'épaisseur variant de quelques millimètres à plusieurs dizaines de mètres. Exceptionnellement certains niveaux massifs peuvent atteindre la centaine de mètres ; c'est notamment le cas dans l'unité du Rocher du Château (cf § B) et au sommet de la Pointe de Méan Martin (Unité du même nom ; cf. § C).

Les contacts de ces prasinites avec leur encaissant sédimentaire sont le plus souvent progressifs ; le passage de l'un à l'autre se faisant graduellement, par l'intermédiaire de schistes prasinitiques ou d'alternances de fins niveaux de prasinites et de calcschistes. Cette étroite association avec des niveaux sédimentaires permet d'écarter l'hypothèse qu'il s'agisse d'anciennes coulées massives ou d'anciens sills ; elle permet, en revanche, d'envisager qu'il s'agisse soit de niveaux de tufs basiques d'origine volcano-sédimentaire, soit de sables ou de brèches de roches basiques (Lagabrielle, 1982 ; Lagabrielle et Cotten, 1984 ; Lagabrielle et Polino, 1985). Ces prasinites présentent généralement un faciès lité piqueté de petites ocelles d'albite. Il s'agit dans l'essentiel des cas d'un litage tectonique ; cependant dans certains niveaux on observe des structures obliques qui peuvent être interprétées comme des figures d'origine sédimentaire (stratifications obliques). Les seules structures indubitablement reliques observables sont des textures bréchiques identiques à celles décrites dans des prasinites du Queyras (Lagabrielle et Polino, 1985). Ces structures sont d'autant mieux conservées que les niveaux sont épais. La taille des éléments bréchiques est en général centimétrique à décimétrique parfois métrique à plurimétrique. Certains de ces éléments montrent une texture de laves en coussin (Fig. 72 A et B) où l'on reconnaît une zone centrale sombre homogène et une enveloppe corticale à nombreuses varicolles albitiques millimétriques à centimétriques (prasinites de l'unité du Rocher du Château ; Pointe de Méan Martin dans l'unité du même nom ; Coin des Stores ; Les Léchoirs du Charbonnier, dans l'unité du Charbonnier, etc...). L'ensemble de ces éléments présente des formes légèrement anguleuses ou émoussées. On ne reconnaît pas dans ces roches les caractères de brèches d'éclatement de laves en coussin qui sont connues dans certains massifs ophiolitiques des Alpes occidentales (Vuagnat et Pusztaszeri, 1965 ; Mével, 1975 ; Bertrand *et al.*, 1982 ; Le Mer *et al.*, 1986) ; en effet, nulle part la matrice ne présente l'aspect d'horizons de hyaloclastites, avec des agglomérats de varioles ou d'échardes de verres et la périphérie des éléments ne montre pas les figures de desquamation de laves en coussin. Ces horizons bréchiques doivent donc être interprétés comme des niveaux d'origine volcano-détritique : il s'agirait de matériaux épicias-tiques dérivant de roches volcaniques basiques ce que confirme localement l'étroite association de ces niveaux avec des éléments carbonatés et des lits d'origine terrigène (lits quartzitiques ; cf. § C). La présence de tels horizons, peu déformés, à texture de roches détritiques incite à penser que l'ensemble des niveaux de prasinites de Vanoise orientale pourrait correspondre à d'anciens matériaux détritiques dérivant de roches magmatiques basiques (sables et brèches de basaltes et/ou de gabbros).

b- Les corps stratiformes à éléments de gabbros.

Dans l'unité du Charbonnier (cf. § C), certains corps ophiolitiques stratiformes renferment d'anciennes roches gabbroïques à texture grenue. Il s'agit d'éléments de gabbros euphotides ou de ferro-gabbros de dimension décimétrique à décamétrique. Dans certains éléments de gabbros euphotides on peut observer des phénocristaux de clinopyroxènes atteignant parfois des dimensions décimétriques. Localement, des filons basiques recoupent une foliation précoce "intra-océanique" (Mével, 1975) parfois bien

exprimée dans ces éléments de gabbros (Fig. 72 C et D) ; de tels blocs s'observent sur l'arête nord de la Pointe du Charbonnier, au Coin des Stores et aux Léchoirs du Charbonnier.

La matrice qui englobe ces éléments est soit de nature prasinitique fine, soit hétérogranulaire avec d'abondants phénoclastes de pyroxènes ; elle renferme parfois des lits quartzitiques (Léchoirs du Charbonnier) et des éléments de serpentinites (sommet de la Pointe de Charbonnier).

La matrice des corps stratiformes à éléments de gabbros était donc probablement, à l'origine, des sables de gabbros et/ou de basaltes (?) et des lits d'arénites de gabbros avec des fragments de gabbros (Fig. 72 D).

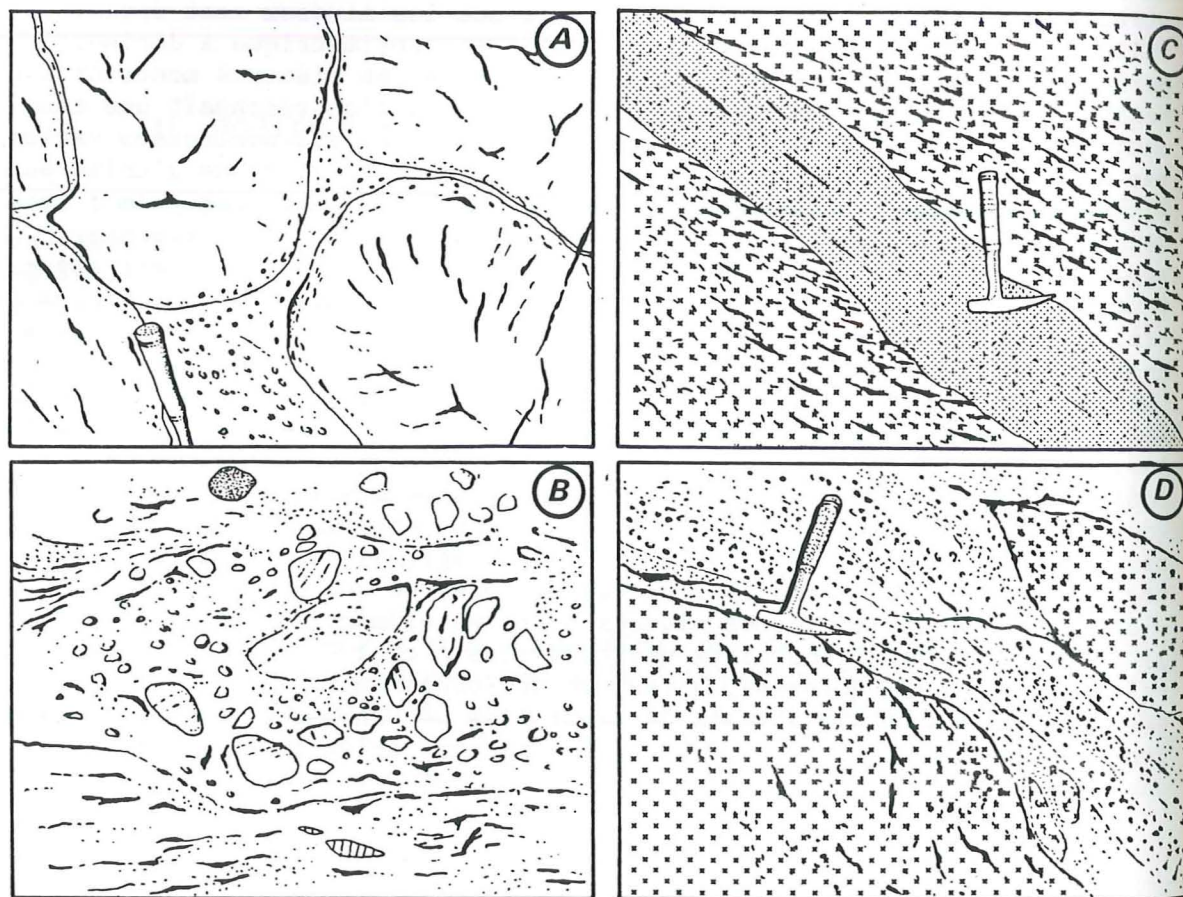


Fig. 72 : Quelques exemples de textures observables dans les corps ophiolitiques stratiformes des unités océaniques de Vanoise orientale.

- A. Texture de laves en coussin dans un bloc remanié au sein des niveaux de prasinites de l'unité du Rocher du Château, au lieu-dit Les Challanches.
- B. Horizon bréchique à éléments de laves en coussin dans les prasinites de l'unité du Charbonnier, au lieu-dit le Coin des Stores (unité du Charbonnier). En sombre : élément de serpentinite ; en barrés : éléments carbonatés.
- C. Gabbro euphotide avec une foliation ultra-océanique recoupée par un filon basique. Ce bloc de gabbro est lui-même remanié dans un horizon stratiforme prasinitique ; arête nord de la Pointe du Charbonnier.
- D. Éléments de gabbros remaniés dans des arénites et des sables de gabbros ; Les Léchoirs du Charbonnier (unité du Charbonnier).

IV. ETUDE GEOCHIMIQUE.

L'objectif de cette étude est de confronter aux données quantifiées de la géochimie, les déductions précédentes faites à partir d'arguments texturaux. On a ainsi tenté d'apprécier, sur des niveaux donnés, dans quelle mesure certaines anomalies de composition par rapport à des basaltes et des gabbros peuvent être interprétées comme le reflet de remaniements de ce type de matériaux dans des horizons sédimentaires détritiques.

a- Matériel analysé.

14 analyses nouvelles ont été effectuées dans des niveaux de prasinites s.l. à faciès varié et à texture litée, 14 autres dans des niveaux correspondant probablement à des arénites et des sables de gabbros et/ou de basaltes où sont remaniés des éléments de gabbros massifs eux-mêmes traversés par des filons doléritiques ; on utilise en outre certaines analyses publiées antérieurement (Michel, 1953 ; Robert, 1979 ; Niemeyer, 1979 ; Fudral, inédit).

Les analyses ont été effectuées au Laboratoire de pétrographie de l'Université de Bretagne Occidentale, par émission ou absorption atomique (analyste : J. Cotten).

b- Analyses de référence.

Des analyses déjà publiées sur divers types de roches basiques provenant de secteurs paléogéographiquement comparables à celui qui nous intéresse (Mont Viso, Lombardo et al., 1978 ; Rocciavre, Pognante et al., 1982 ; massif de Lanzo, Nicolas, 1966 ; nappe du Montenotte, Becaluva et al., 1979), ont permis de montrer que les déformations et le métamorphisme alpin n'altèrent pas de façon significative le chimisme de ces roches : en effet, les gabbros et basaltes déformés et métamorphisés de ces secteurs ne présentent pas d'écart de composition significatif comparé à leurs équivalents, peu déformés et non métamorphiques, du massif du Che-naillet (Mével, 1975 ; Bertrand et al., 1982) ou de l'Apennin septentrional (Beccaluva, et al., 1986 ; Ferrara et al., 1976 ; Serri, 1981).

Ces analyses peuvent donc servir comme base de référence pour révéler d'éventuelles dérives d'origine sédimentaire.

c- Discussion des analyses

1°/- Les niveaux de prasinites :

Un premier examen des analyses révèle pour certains échan-

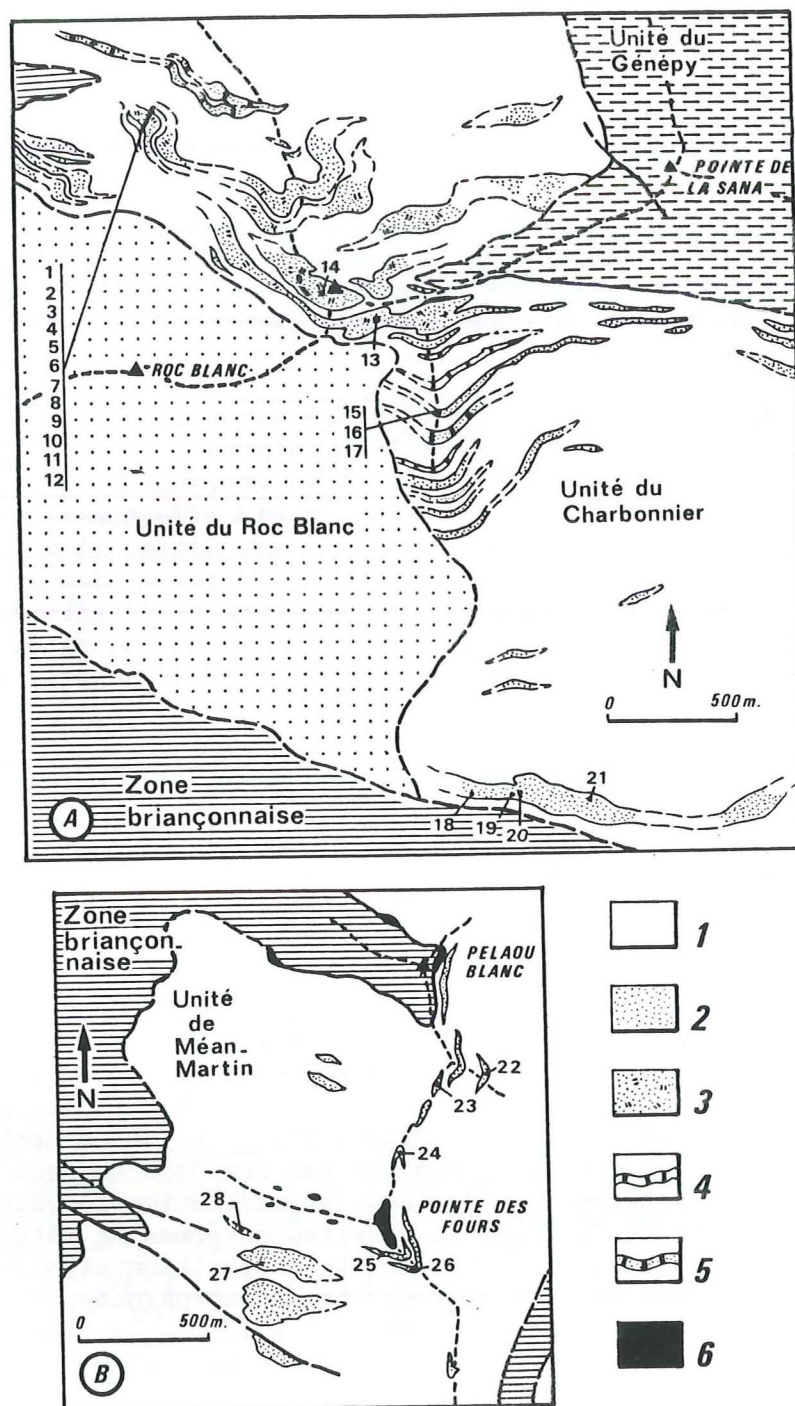


Fig. 73 : Carte de situation des échantillons analysés.
1. Calcschistes ; 2. Prasinites ; 3. Niveaux stratiformes à éléments de gabbros ; 4. Gneiss albitiques ; 5. Quartzites prasinitiques ; 6. Serpentinites.

tillons des compositions très proches de celles de basaltes tholeiitiques de fonds océaniques (Fig. 74 et Fig. 75 C et D). C'est notamment le cas des analyses 16, 19, 26, 27, 28. On peut considérer qu'il en va de même pour l'analyse 22, malgré une teneur en Al_2O_3 assez forte, et pour les analyses 23 et 25, malgré des teneurs en SiO_2 respectivement faible et très faible ; ces variations, ainsi que les écarts importants en alcalins et en CaO , peuvent être imputés à une altération basse température et/ou à une spilitisation précoce dans un basalte resté massif.

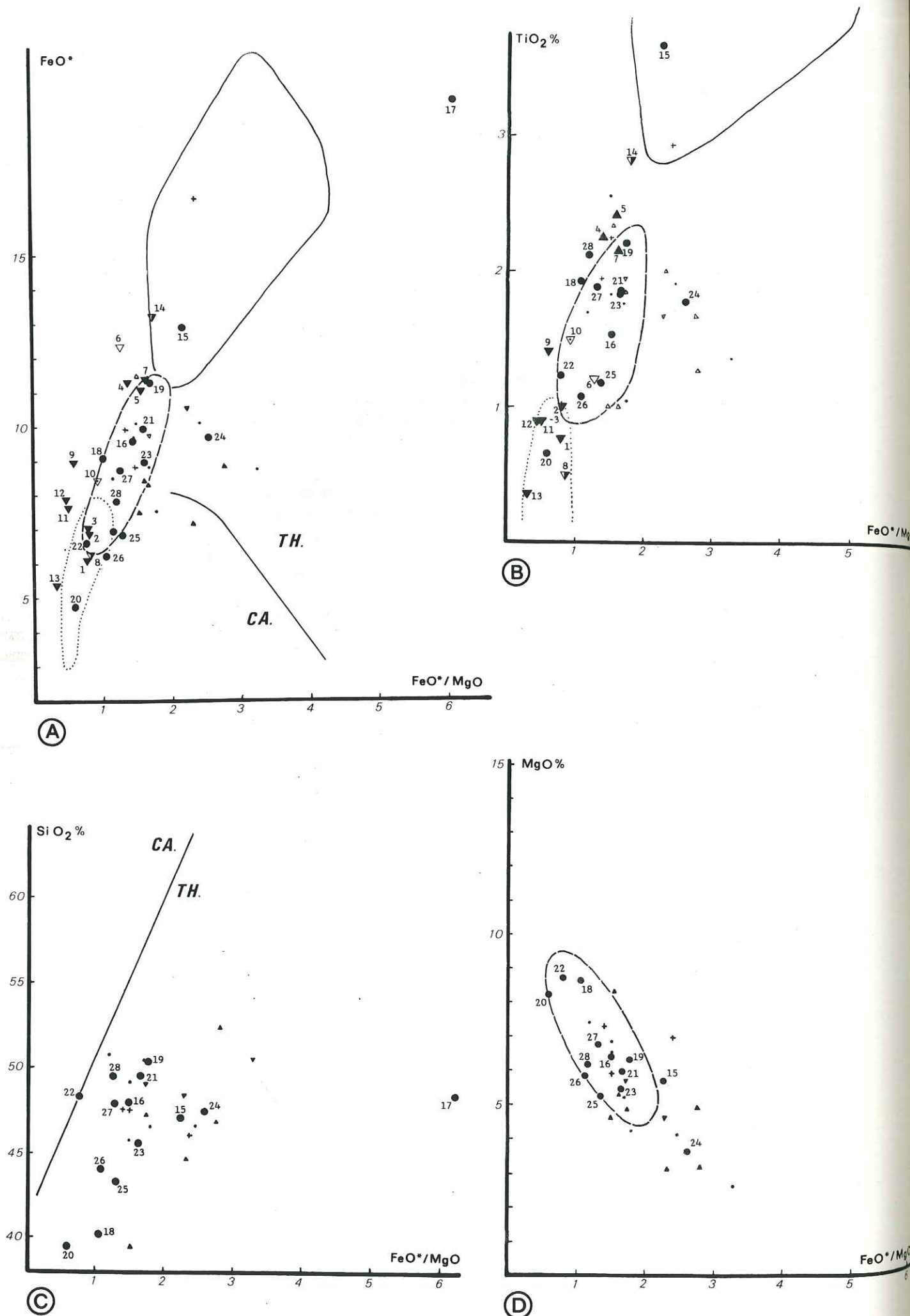
En revanche, certaines analyses, d'une part, s'écartent nettement des suites de différenciation des basaltes tholeiitiques de référence (Fig. 74) et, d'autre part, ne s'apparentent à aucune autre lignée magmatique. C'est notamment le cas des analyses 15, 17, 18, 20, 21 et 24.

. Les analyses 15 et 17, issues d'un même niveau stratiforme (comprenant lui-même un lit de quartzites à éléments siliceux bréchiques à l'évidence d'origine détritique, Fig. 76) se caractérisent par des concentrations très élevées en TiO_2 et FeO total (Fig. 74 A et B) et, conjointement, très basses en Cr et Ni (Fig. 75 A). Dans le même temps les concentrations en MgO , notamment pour l'analyse 15, demeurent compatibles avec des valeurs de roches tholeiitiques. En fait, ces analyses traduisent des compositions proches de ferro-gabbros (ou gabbros ferro-titanés) ; ces niveaux pourraient donc représenter des sables de gabbros plutôt que des sables de basaltes.

. Les analyses 18 et 20 présentent des concentrations élevées en CaO et MgO , mais surtout très élevées en Al_2O_3 et corrélativement faibles en SiO_2 . De plus, l'analyse 20 montre des teneurs très élevées en Ni par rapport à Cr (Fig. 75). Ce type d'anomalies est typique des matériaux volcaniques épiciastiques, résédimentés et très altérés, pollués par des minéraux tels que les plagioclases et les olivines (Lagabrielle et Cotten, 1984 ; Lagabrielle et Polino, 1985).

. Les analyses 21 et 24 se caractérisent par des valeurs élevées en Al_2O_3 et, pour l'analyse 21, élevées en K_2O et MgO . Ces anomalies peuvent être imputées à des pollutions de sables basaltiques par des minéraux argileux.

Par ailleurs, il est remarquable de constater que les échantillons dont les compositions s'écartent de celles de basaltes de fonds océaniques ont été prélevés dans des bancs stratiformes, alors que ceux qui ne présentent pas d'écarts significatifs ont été prélevés dans des lentilles de faible extension latérale. Ceci peut s'expliquer par le fait que des horizons stratiformes de sables de roches basiques sont plus sujets à des tris minéralogiques ou à des pollutions par des particules sédimentaires que des apports volcano-clastiques grossiers.



Plus généralement on peut aussi constater que les analyses de prasinites empruntées à différents auteurs présentent également, pour certaines, des anomalies de composition comparées à des tholeiites abyssales. Ces écarts peuvent également être attribués à des processus d'altération, de tri minéralogique et de pollution par du matériel sédimentaire, affectant un matériel d'origine basaltique remanié dans des horizons volcano-détritiques. On peut, en particulier, noter que les analyses, qui ont été effectuées dans des prasinites des unités océaniques inférieures éclogitiques, sont plus soumises à des influences terrigènes (essentiellement des anomalies positives en SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O) que les prasinites analysées ici dans les unités océaniques médianes (essentiellement des anomalies positives en MgO et TiO_2 ; fig. 75,B).

2°/- Les corps stratiformes à éléments de gabbros :

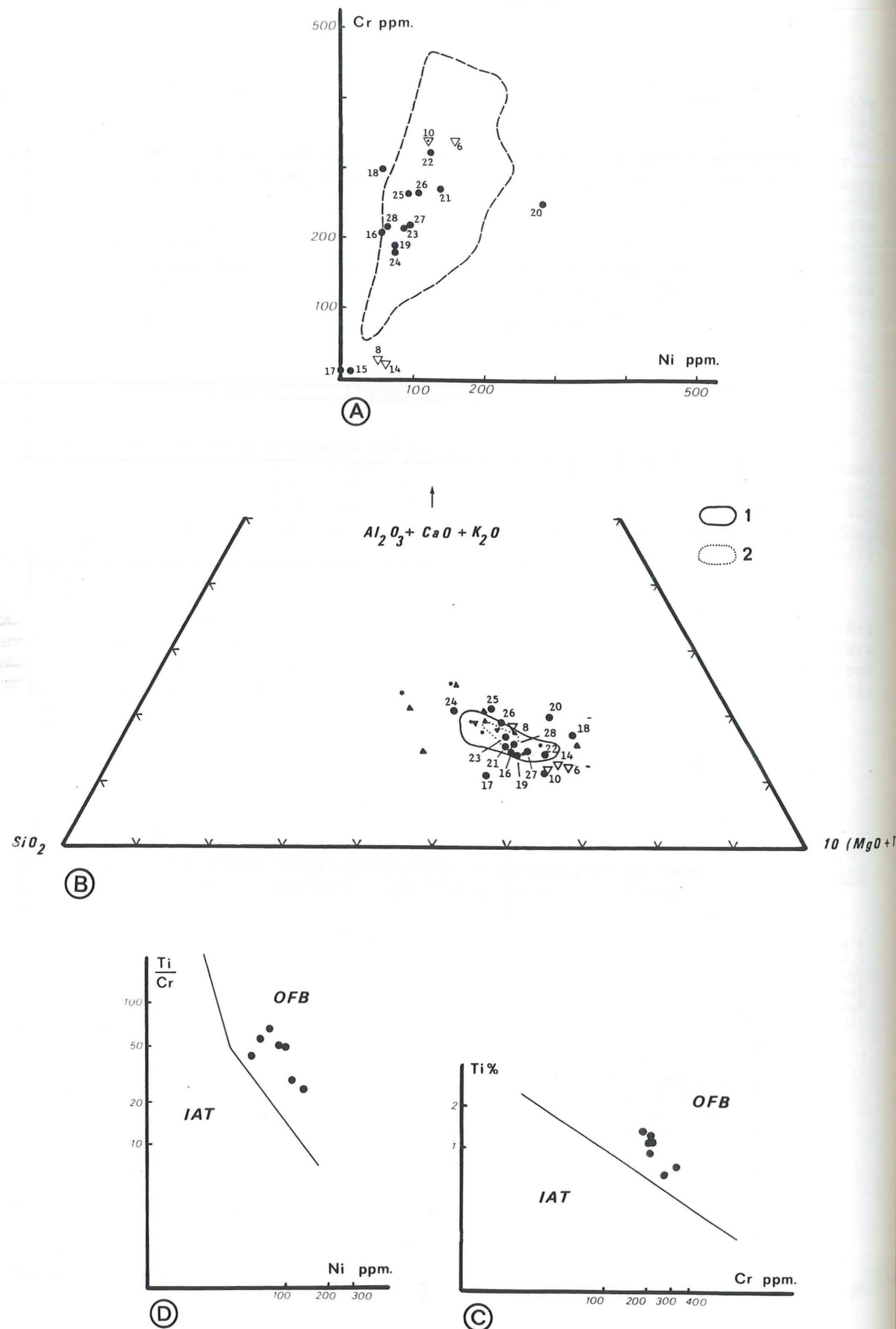
Les échantillons prélevés dans des matériaux présentant une texture de gabbros massifs, montrent tous des compositions de gabbros magnésiens (gabbros euphotides, peu différenciés). Un niveau prasinitique, qui correspond probablement à un filon de roche basique dans un élément de gabbro, montre les concentrations normales d'une lave tholeiitique (échantillon 10).

Les échantillons prélevés dans la matrice de ces éléments qui présente les caractéristiques d'arénites de gabbros granuloclassées et de sables de gabbros et/ou de basalte, s'écartent peu des compositions de gabbros massifs. Cependant, dans les niveaux à gros grains, avec des phénocristaux de pyroxènes (analyses 4, 5 et 7), on peut noter des teneurs en

Fig. 74 : Diagrammes rectangulaires de différents oxydes (FeO^* , TiO_2 , SiO_2 , MgO) en fonction du rapport FeO^*/MgO (Diagrammes de Miyashiro, 1974).

A et B : Pour les prasinites et les niveaux stratiformes à éléments de gabbros.
C et D : Pour les prasinites.
Traits continus : champs des gabbros ferro-titanés de référence.
Traits discontinus : champs des basaltes de référence.
Pointillés : champs des gabbros ferro-titanés de référence (Champs d'après Monviso, 1980 ; Lagabrielle et Polino, 1985).

- = analyses effectuées dans des niveaux de prasinites.
- + = analyses de prasinites de Michel (1953).
- ▲ = analyses de prasinites de Robert (1979).
- = analyses de prasinites de Niemeyer (1979).
- ▼ = analyses de prasinites de Fudral (inédit).
- ▽ = analyses dans les éléments de gabbros.
- ▽ = filon basique dans un élément de gabbros.
- ▲ = méta-arénites de gabbros.
- ▽ = sables de gabbros.



Fe_2O_3 total et TiO_2 intermédiaires entre les champs des gabbros magnésiens et des ferro-gabbros (ou gabbros ferro-titanés); avec des concentrations en MgO et SiO_2 qui restent dans le même temps assez élevées (Fig. 77). Ces écarts de composition, par rapport aux gabbros de référence, sont cependant de faible importance comparés aux concentrations élevées en MgO des méta-arénites de gabbros décrites récemment dans le Queyras (Le Mer et al., 1986).

En ce qui concerne les niveaux prasinitiques à grains fins associés, on peut constater que les analyses 6 et 14 subissent les mêmes anomalies que les niveaux précédents mais avec des concentrations plus faibles en SiO_2 .

Les analyses 8 et 14 présentent de très faibles teneurs en Cr et Ni; on ne peut donc guère envisager qu'il s'agisse de roches basaltiques ou de sables de basaltes (Fig. 75,A). Il s'agirait donc plutôt de sables de gabbros.

L'analyse 6 présente des anomalies à la fois par rapport aux basaltes et par rapport aux gabbros de référence; elle se rapprocherait cependant plus d'une composition basaltique notamment par sa richesse en Ni et Cr. Il pourrait ainsi s'agir d'un sable de basalte.

D'après leurs caractéristiques géochimiques, ces corps ophiolitiques stratiformes où l'on reconnaît des éléments de gabbros, correspondraient donc à des "debris-flows" constitués de blocs de gabbros emballés essentiellement dans leur propre arénite et sable monogénique mais aussi probablement dans des sables de basaltes.

Fig. 75 :

- A. Teneurs comparées en Ni et Cr des prasinites analysées et des basaltes de référence (champ d'après Lagabrielle et Polino, 1985).
- B. Diagramme discriminant ternaire ($SiO_2-Al_2O_3 + CaO + K_2O - 10(MgO + TiO_2)$) de Lagabrielle et Polino (1985), pour les prasinites.
1. Champ des basaltes de référence de l'Apennin et du Chenaillet (69 an.).
 2. Champ des metabasites du Viso (11 an.).
- C et D : Diagrammes de Pearce (1975) et de Beccaluva et al., (1979) appliqués aux prasinites qui ne présentent pas d'anomalies de composition par rapport aux basaltes de référence. OFB : basaltes de fonds océaniques; IAT : tholeiites pauvres en K des arcs insulaires.
- Ces diagrammes permettent de montrer les affinités de basaltes de fonds océaniques du matériel originel.

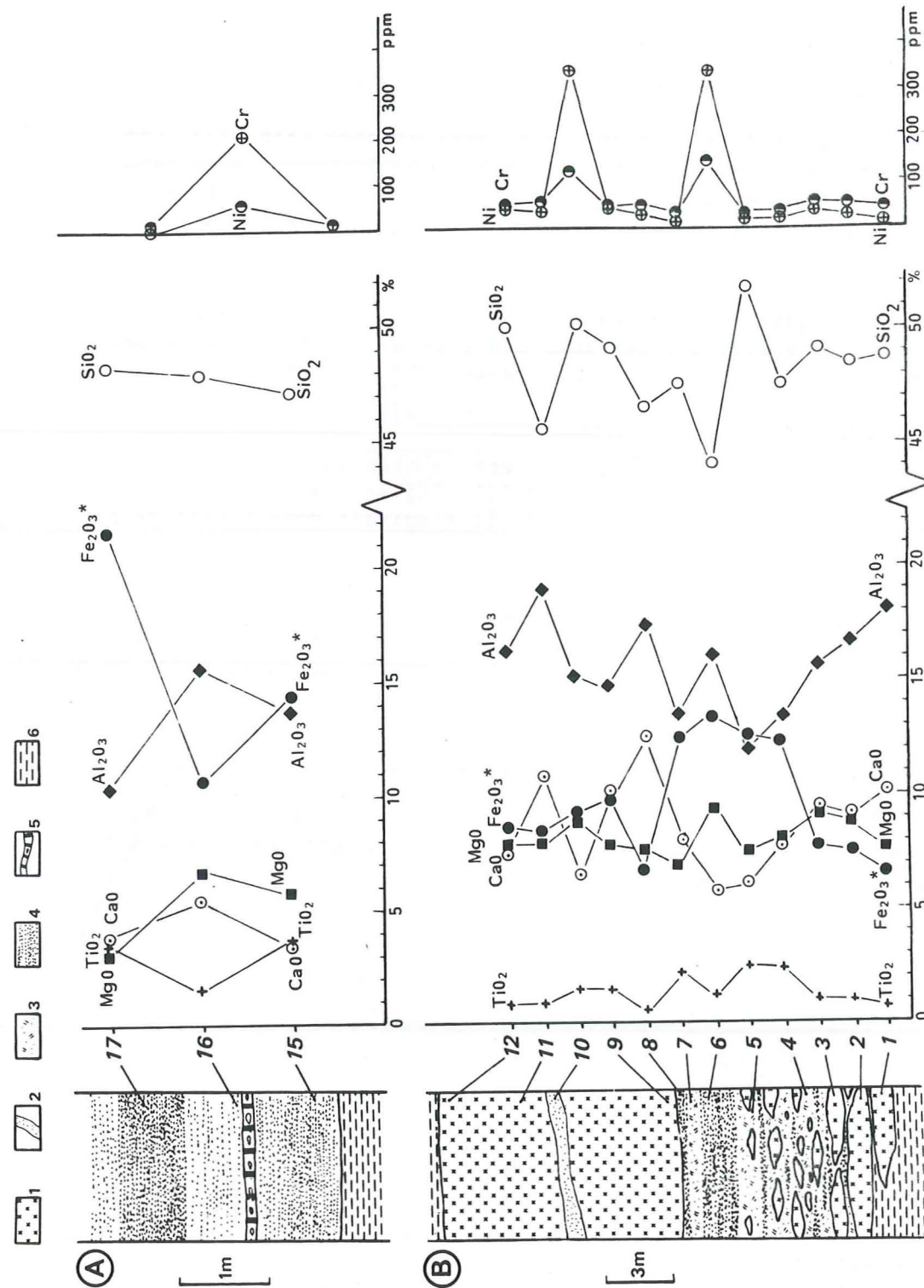


Fig. 76 : Variations des principaux éléments dans certains échantillons analysés.

Cartouches : 1. Gabbro massif ; 2. Filon basique dans les éléments de gabbros ; 3. Métarénites gabbroïques ; 4. Prasinites ; 5. Lit quartzitique à éléments bréchiques siliceux ; 6. Calcschistes.

A. Niveau de "prasinites" de l'arête sud de la Pointe du Charbonnier. Sur cet exemple on peut constater que certaines anomalies de composition ne peuvent pas être imputées à des remobilisations lors du métamorphisme : ainsi les prasinites au contact des calcschistes sont les plus pauvres en CaO et celles de part et d'autre du niveau quartzitique sont les plus pauvres en SiO₂.

B. Niveau stratiforme à éléments de gabbros au Léchoirs du Charbonnier.

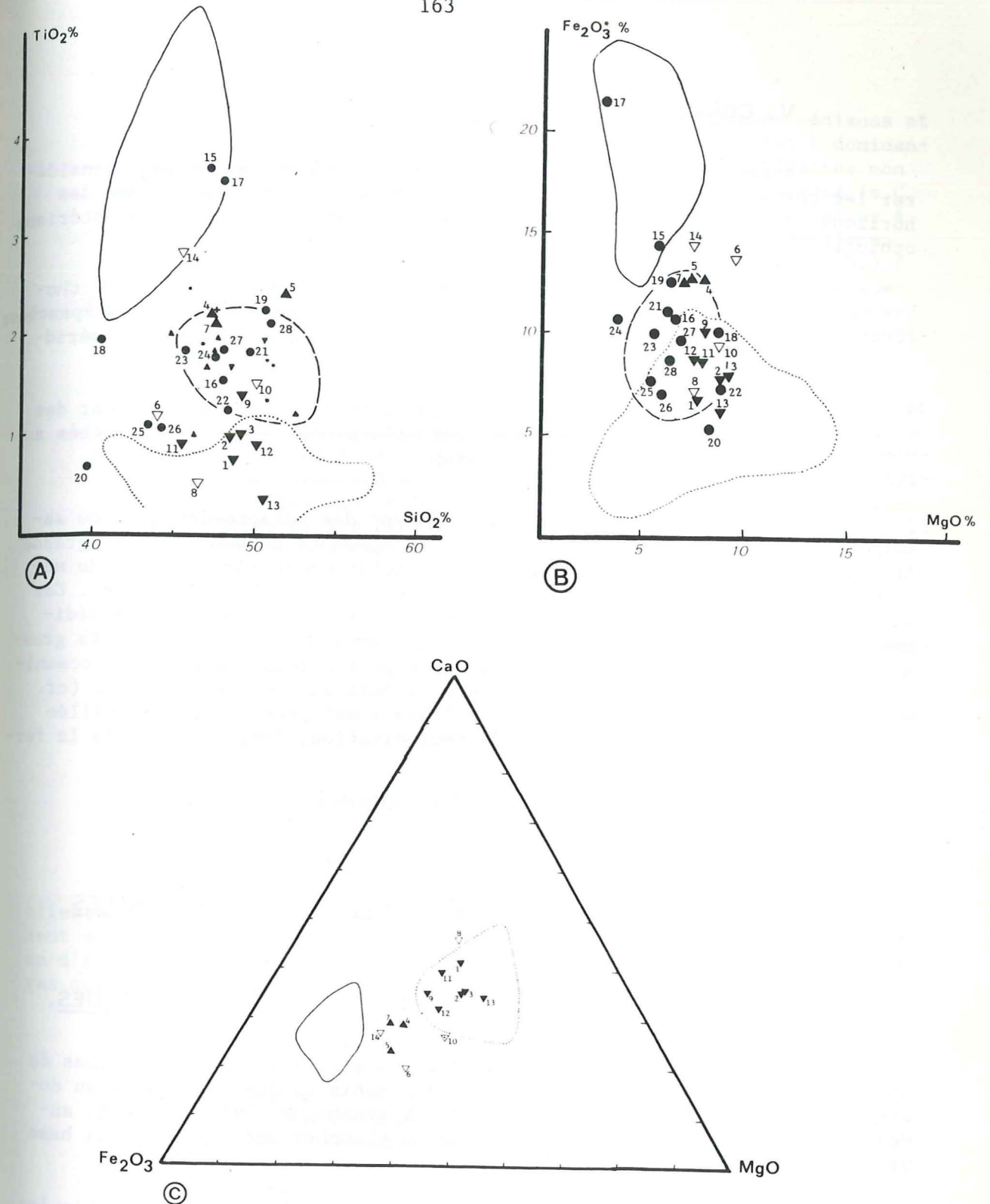


Fig. 77 : A et B : diagrammes rectangulaires (TiO₂-SiO₂) et (Fe₂O₃*-MgO) de Le Mer et al. (1986).

C : diagramme ternaire (Fe₂O₃* - CaO-MgO) de Le Mer et al. (1986).

V. CONCLUSIONS.

A partir d'arguments texturaux et géochimiques, on peut considérer les corps ophiolitiques stratiformes de Vanoise orientale comme des horizons détritiques de nature variée où deux types principaux de matériaux ophiolitiques sont remaniés :

- des laves en coussin présentant des caractéristiques de tholeiites abyssales. Il s'agit très probablement de laves épanchées sur le fond océanique téthysien antérieurement au Kimméridgien (Schaaf *et al.*, 1985) ;
- des gabbros magnésiens et des ferro-gabbros traversés par des filons basiques. Ceux-ci ont très probablement été arrachés au plancher océanique téthysien.

Ces horizons détritiques présentent des caractéristiques de sables et de brèches ophiolitiques, dont les éléments peuvent être de grande taille. Ces matériaux clastiques se sont probablement mis en place de manière saccadée comme des turbidites grossières ou des "debris-flows". Ces apports détritiques ophiolitiques se sont interstratifiés dans des sédiments grés-carbonatés, finement turbiditiques, associés à des apports grossiers d'origine terrigène ; l'âge de ces dépôts à détritisme mixte, océanique et continental, peut être rapporté à la base du Crétacé supérieur (cf. B, C et D). Cette sédimentation détritique s'est probablement installée sur le domaine océanique en cours de tectonisation, lors du début de la fermeture de l'océan téthysien.

F. CONCLUSIONS GENERALES SUR LA STRATIGRAPHIE DES UNITES OCEANIQUES.

1. UN TYPE COMMUN DE SERIES LITHOSTRATIGRAPHIQUES.

A des variations de détail près, d'ailleurs caractéristiques de chacune des unités, on retrouve, dans les "Schistes lustrés" issus du domaine océanique, une même série lithostratigraphique. Elle comprend, au-dessus des serpentinites et des gabbros du plancher océanique, de la base vers le sommet :

1. des brèches ophiolitiques locales et d'épaisseur variable issues du démantèlement du substratum océanique.
2. des radiolarites basales, conservées localement dans les unités inférieures et médianes.
3. des calcaires renfermant parfois des lits siliceux et fréquemment des éléments ophiolitiques jusqu'à pluridécamétriques.

4. une formation détritique, présente dans les unités médianes et supérieures, dans laquelle le fond sédimentaire est à dominante de fines alternances de schistes noirs (hémipélagites non calcaires riches en matière organique et déposées sous la C.C.D.) et de calcaires sombres impurs (turbidites calcaires à fraction siliceuse plus ou moins importante, en provenance d'autres secteurs du bassin situés au-dessus de la C.C.D.) ; elle renferme des turbidites grossières, des debris-flows et des olistolites d'origine mixte, océanique (sables, graviers et blocs de basaltes, de gabbros et de serpentinites) et continentale (arkoses, grès et carbonates de plate-forme).
5. des calcschistes plus ou moins riches en niveaux de marbres et généralement pauvres en horizons détritiques ophiolitiques ou siliceux. Dans les unités médianes et supérieures, ils surmontent la formation détritique précédente (4) par l'intermédiaire d'un passage de faciès continu, alors que dans les séries inférieures ils reposent directement sur les calcaires (3). Il s'agit probablement de marnes hémipélagiques déposées au-dessus de la C.C.D. et renfermant des niveaux de turbidites calcaires.
6. des radiolarites sommitales associées à des encroûtements manganésifères, présentes dans les unités inférieures et supérieures.

II. LES AGES PROPOSES OU ATTRIBUES AUX DIVERSES FORMATIONS.

Compte-tenu des événements tectoniques et métamorphiques qui ont affectés ces dépôts, les fossiles conservés dans les diverses formations sont extrêmement rares. C'est donc par équivalence avec des terrains datés en d'autres secteurs et sur la découverte de quelques précieux foraminifères que l'on propose un âge aux différents termes des séries océaniques.

- Les radiolarites basales (2) qui surmontent les brèches ophiolitiques tapissant le plancher océanique, sont certainement équivalentes de celles datées de l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien à partir de leur contenu en radiolaires (De Wever et Caby, 1981 ; Schaaf *et al.*, 1985).
- Les calcaires bréchiques sus-jacents (3) représentent le classique marqueur carbonaté du Jurassique supérieur-Crétacé basal téthysien.
- La formation détritique (4) a fourni des sections de foraminifères planctoniques attribuables au Cénomanién-Turonien moyen.
- Les calcschistes (5) présents dans l'ensemble des unités océaniques ont fourni des sections de foraminifères du Cénomanién-

Sénonien basal. La présence en leur sein de foraminifères planctoniques bicarénés milite en faveur d'un âge Turonien supérieur-Sénonien basal ; dans ce cas les foraminifères plus anciens seraient remaniés dans les turbidites calcaires.

- Les radiolarites sommitales sont en partie interstratifiées avec les carbonates de la formation précédente. Compte tenu de leur environnement sédimentaire on peut se demander s'il ne s'agit pas, au moins en partie, de redépôts de sédiments à radiolaires plus anciens ; auquel cas leur âge serait celui des carbonates qui les contiennent.

On ne connaît pas actuellement, dans les séries océaniques de Vanoise orientale, de formations plus récentes que le Sénonien inférieur. Ceci est d'ailleurs en accord avec les données de la radiochronologie puisque la plupart des unités océaniques de Vanoise orientale (au moins les unités inférieures et médianes) a été affectée par un épisode métamorphique HP-BT daté radiométriquement du Sénonien (entre 90 et 65 M.a. : âges "éocalpins" cf III Partie, Ch. I).

III. ESSAI SUR L'EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DU DOMAINE OCEANIQUE DU JURASSIQUE AU SENONIEN INFÉRIEUR.

Les caractéristiques des diverses formations reconnues dans les séries océaniques et leur datation proposée, permettent de tenter une reconstitution de l'évolution du bassin océanique téthysien (au moins pour la partie correspondant à notre secteur d'étude) au cours du Mésozoïque.

a- Du Jurassique au Crétacé inférieur : naissance et évolution en milieu pélagique du paléo-domaine océanique téthysien.

* *Le magmatisme précoce, antérieur à l'ouverture océanique.*

Les lambeaux de plancher océanique représentés dans les unités de Vanoise orientale sont constitués essentiellement de péridotites serpentinisées et, dans une moindre mesure, de gabbros (euphotides et ferrogabbros) traversés par des filons basiques (anciennes dolérites). On considère généralement que les plutons gabbroïques du domaine océanique téthysien se sont mis en place dans les roches ultrabasiques pendant le rifting téthysien (c'est-à-dire au Lias-Dogger inférieur ; cf. Ch. II.) et donc avant l'ouverture océanique ; ces roches auraient cristallisé au sein du manteau supérieur (encore couronné d'une croûte continentale en cours d'aminicissement ; Elter, 1971 ; Decandia et Elter, 1972 ; Elter, 1975 ; Lombardo et Pognante, 1982 ; Lemoine, 1984 ; Lagabrielle et al., 1984 ; Lagabrielle, 1987) lors de sa remontée depuis un domaine de lherzolite à spinelles, vers un domaine de lherzolite à plagioclases (Lombardo et Pognante, 1982 ; Lemoine, 1984). Cette interprétation s'accorde grossièrement avec les data-

tions obtenues dans les gabbros et les liquides différenciés associés (traces de fissions sur zircons ; Carpena et Caby, 1984 ; et U/Pb sur zircons, Ohnenstetter et al., 1981). Ces gabbros présentent des textures de cumulats et peuvent ainsi être considérés comme des matériaux issus d'anciennes chambres magmatiques aux dimensions probablement modestes (Bearth et al., 1975 ; Lombardo et al., 1978, Lombardo et Pognante, 1982 ; Lagabrielle, 1987).

* *Apparition du plancher océanique téthysien.*

L'ouverture océanique est marquée par la mise à l'affleurement des roches ultrabasiques et de leurs intrusions gabbroïques ; les modalités de cette "océanisation" d'un type particulier étant encore mal connues (voir Lemoine et al., 1987 ; Lagabrielle, 1987). Cet événement est probablement contemporain de déformations synmétamorphiques dont témoigneraient certaines foliations observables dans des gabbros qui sont elles-mêmes recoupées par des filons doléritiques (cf. § E) ; il a été montré, dans d'autres secteurs des Alpes internes, que ces déformations ont eu lieu dans des conditions de haute température (faciès schiste vert et amphibolite, Mével, 1975 ; Mével et al., 1978). C'est donc ultérieurement à ces déformations que se sont mis en place les filons de dolérites puis que l'ensemble ultrabasites - gabbros a été porté à l'affleurement. L'apparition de ce fond océanique naissant a dû être associée à la genèse d'escarpements de failles océaniques (probablement distensives et/ou transformantes) dont témoigne la morphologie accidentée du toit de ce substratum ultramafique et gabbroïque (Elter, 1971 ; Lemoine, 1980 ; Lagabrielle, 1982 ; Lagabrielle et al., 1984 ; Lemoine, 1984 etc...). Ce plancher océanique est érodé, bréchifié et localement tapissé de brèches ophiolitiques. Il a été démontré dans les "Schistes lustrés" du Queyras que l'âge de cette érosion et celui des produits de démantèlement sont antérieurs à l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur, cf. infra) ; par ailleurs il semble difficile de considérer que l'ouverture océanique se soit produite avant l'effondrement en milieu pélagique des marges continentales voisines qui s'enregistre à partir du Bathonien terminal et durant le Callovo-Oxfordien (cf Ch. II).

C'est donc probablement à cette époque qu'apparaît le fond océanique téthysien et que se déposent les premières brèches ophiolitiques, à matrice localement carbonatée, qui peuvent être considérées comme les conséquences sédimentaires de l'ouverture océanique et des érosions associées (Lemoine, 1984 ; Lagabrielle et al., 1984). On retrouve ainsi sur le plancher océanique naissant une sédimentation de brèches chaotiques comparable à celle qui se produit localement sur la marge européenne, à cette époque, et qui marque, elle aussi, l'enregistrement synsédimentaire d'une activité tectonique importante (cf Ch. II).

Dans les unités de Vanoise orientale il n'a pas été observé de coulées de tholeiites abyssales épanchées sur le substratum ophiolitique, composite et bréchifié, comme cela est très fréquent dans les unités océaniques des Alpes, de Corse et de l'Apennin septentrional. Ces laves ont cependant du s'épandre de manière abondante dans des domaines voisins puisqu'on les retrouve remaniées, dans des proportions importantes, dans les horizons volcano-détritiques du Crétacé (cf. infra). Dans les unités océaniques des

Alpes occidentales, de Corse et de l'Apennin, ces laves ne sont connues qu'au-dessus des premières brèches ophiolitiques et sous les radiolarites de l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur avec lesquelles elles s'interstratifient à leur partie sommitale (Schaaf et al., 1985) ; elles peuvent donc être attribuées à l'Oxfordien. Aussi est-il probable que l'expansion océanique ait eu lieu essentiellement durant cette période. Elle a pu se poursuivre durant le Jurassique terminal-Crétacé basal qui est marqué localement par un détritisme important (calcaires pélagiques à blocs d'ophiolites) probablement dû au jeu de failles océaniques.

** Le problème du Crétacé inférieur.*

En Vanoise orientale, il n'a pas été identifié de terrains attribuables, sans ambiguïté, au Crétacé inférieur (si ce n'est à la base du Crétacé ; cf. supra).

Dans les unités océaniques médianes et supérieures l'absence de formations attribuables au Crétacé inférieur peut être d'origine tectonique, la continuité stratigraphique initiale manquant dans tous les cas étudiés.

Dans les unités océaniques inférieures les dépôts de cet âge semblent faire totalement défaut (cf. § B) ; il est donc probable que l'on ait localement, dans l'aire océanique, une lacune de sédimentation comme cela a déjà été signalé dans les domaines piémontais (Marthaler et al., 1986) et ligure (voir Marini et Terranova, 1980).

b- Le Crétacé supérieur : La fermeture du domaine océanique téthysien.

Les épaisses formations détritiques du Cénomano-Sénonien inférieur renfermant des matériaux détritiques grossiers d'origine océanique et continentale (principalement à leur base cénomano-turonienne) peuvent être interprétés comme les conséquences sédimentaires d'un événement tectonique initiant la fermeture du domaine océanique téthysien.

Au métamorphisme près, ces formations détritiques sont directement comparables aux flyschs précoces de même âge connus dans l'Apennin septentrional et dans les unités de flyschs exotiques des Alpes. L'équivalence est notamment directe avec certains "flyschs détritiques" de l'Apennin septentrional qui renferment également des éléments ophiolitiques de grande taille (voir Elter et Raggi, 1965 ; Abbate et al., 1970 ; Haccard et al., 1972 ; Grandjacquet et Haccard, 1977 ; Bertini et al., 1977 ; Marini et Terranova, 1980 ; Labesse, 1981 ; Treves, 1983 & 1984 ; Galbiati, 1985). Pour ces auteurs, le dépôt de ces flyschs est lié au début de la fermeture du bassin et à la formation de nappes océaniques.

En fonction de nos données cette fermeture commencerait au Céno-manien pour culminer avec l'épisode métamorphique "éocalpin" intra-Sénonien.

CHAPITRE IV : ETUDE STRATIGRAPHIQUE DES "SCHISTES LUSTRES" DE LA POINTE DU GRAND VALLON

A. PRESENTATION.

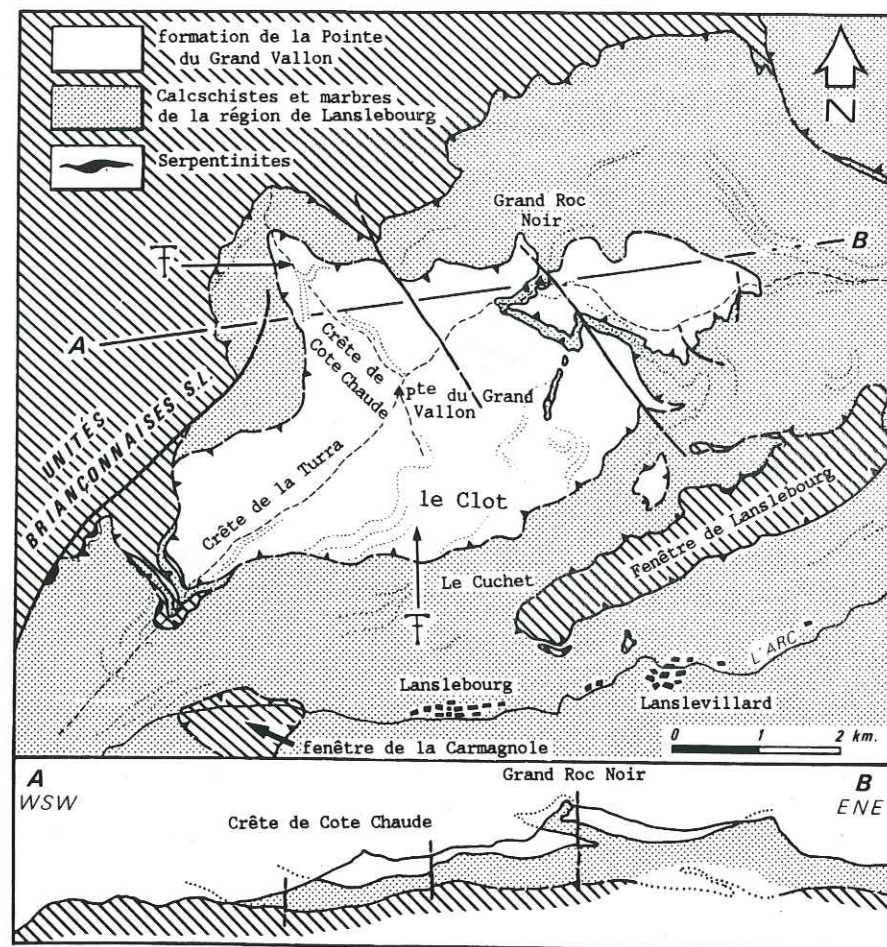
Couronnant l'édifice structural des unités de Vanoise orientale, les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon sont constitués de métasédiments au faciès très particulier dont on ne connaît pas le substratum stratigraphique (Deville, 1986c) ; aussi n'est-t-il pas possible de situer leur origine paléogéographique par rapport à un domaine précis, qu'il soit de marge continentale ou qu'il soit océanique ; d'ailleurs il est probable que ces dépôts ne soient pas à replacer en terme de marge ou d'océan puisqu'en effet, étant donné leur âge (cf. infra), il est très vraisemblable que, lors de leur sédimentation, l'océan téthysien et la bordure de la marge européenne étaient déjà, en grande partie, impliqués dans des déformations synmétamorphiques. Ces caractéristiques ont conduit à décrire à part ce type de formations dans le présent chapitre.

Ces "Schistes lustrés" se répartissent en plusieurs klipptes qui participent probablement à une même nappe sommitale. En haute Maurienne il s'agit des klipptes de la Pointe du Grand Vallon, proprement dite, du Grand Roc Noir et du lieu-dit "Les Marmottières" immédiatement au Nord de la fenêtre de Lanslebourg (Fig. 78) ; en haute Tarentaise des formations de même faciès se retrouvent aux Pointes des Lorès (Fig. 52).

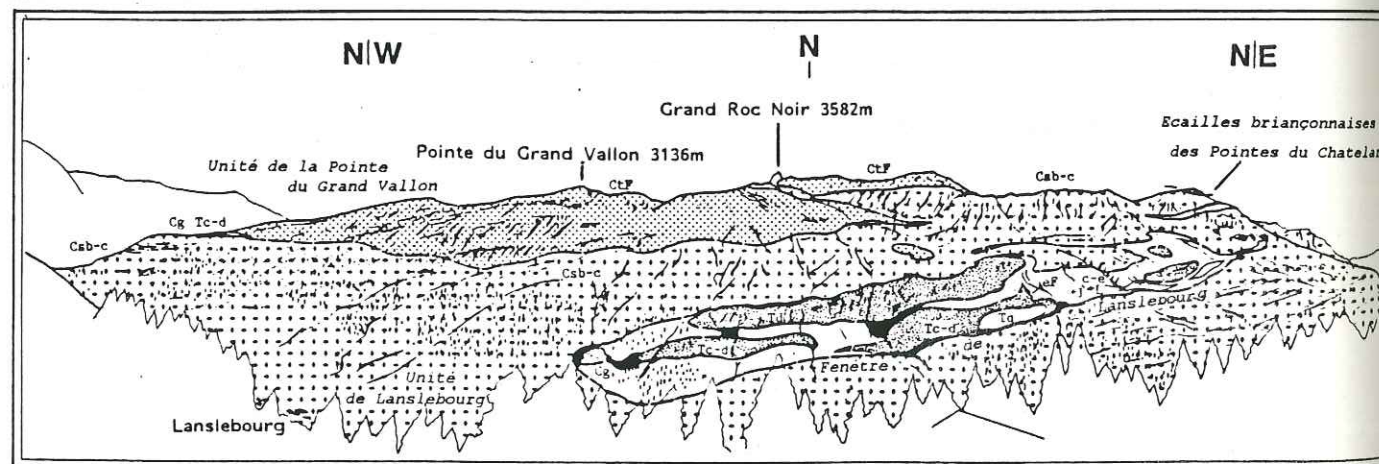
B. CARACTERES LITHOSTRATIGRAPHIQUES.

Les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon présentent un faciès particulier différent de celui des autres formations de "Schistes lustrés" décrites précédemment. Il s'agit essentiellement d'alternances monotones, centimétriques à métriques, de quartzites feldspathiques et micacées sombres et de schistes noirs pélitiques. La fraction carbonatée de ces métasédiments est globalement assez faible, cependant on y rencontre assez fréquemment des interlits irrégulièrement répartis de calcschistes très siliceux, pouvant devenir par endroits assez abondants. Plus rarement, on peut observer des barres de marbres siliceux et phylliteux, à patine jaune, d'épaisseur métrique à décimétrique.

L'aspect général des alternances de quartzites et de schistes noirs évoque des dépôts turbiditiques grésopélitiques ; parfois, la ryth-



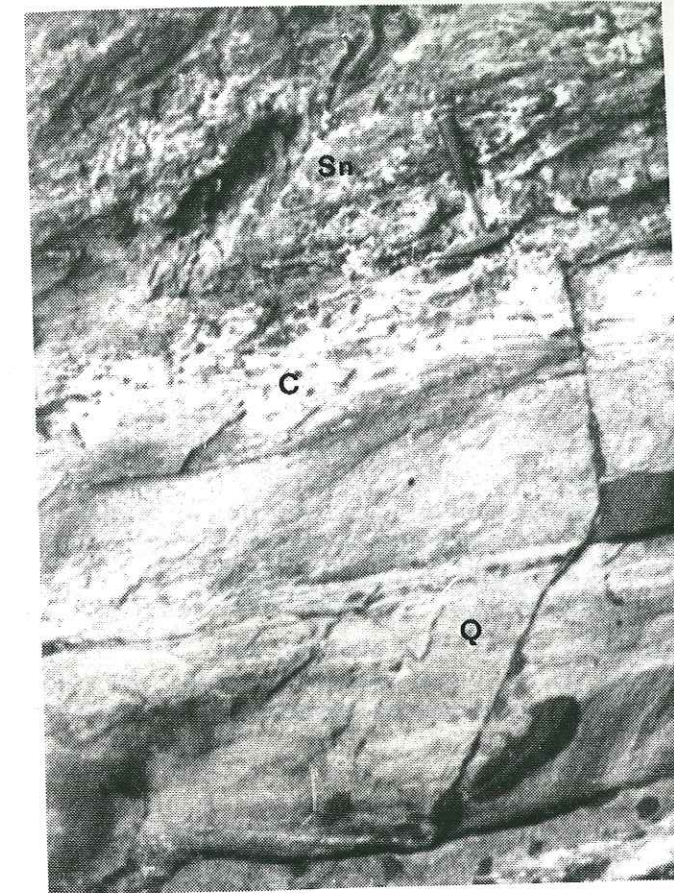
F : points
fossiliifères



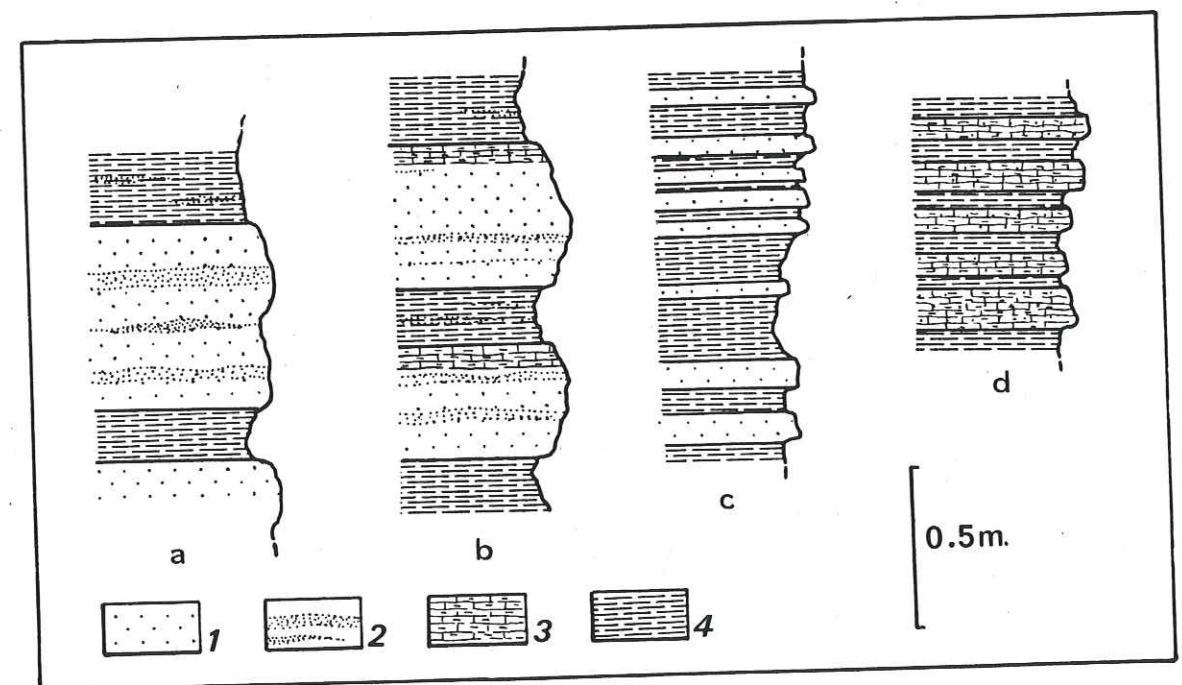
Panorama de la rive droite de l'Arc depuis la route du Col du Mont Cenis

CtF : "Schistes lustrés de la Pointe du Grand Vallon (Crétacé terminal)
Csb-c : calcschistes et marbres de l'unité de Lanslebourg (base du Crétacé supérieur
Tc-d : Trias calcaréo-dolomitique ; L : Lias ; J : Malm ; c-e : Crétacé sup.
Eocène inf. ; eF : Eocène.

Fig. 78 : Carte structurale, coupe géologique simplifiée et panorama de la klippe de la Pointe du Grand Vallon et de ses environs



Sn : Schistes noirs
C : Calcschistes
Q : Quartzites
(lieu-dit "le Clot").



1. Quartzites ; 2. Passées ferrugineuses ; 3. Calcschistes siliceux ; 4. Schistes noirs.
a. en amont du Cuchet ; b. Lieu-dit Le Clot ; c et d. Col de Lanserlia.

Fig. 79 : Quelques exemples de séquences dans les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon évoquant des dépôts turbiditiques.

micité de certaines alternances quartzites - calcschistes - schistes noirs suggère qu'il s'agisse d'anciens apports turbiditiques ayant engendré des séquences ternaires d'abord quartzites, puis calcaires, puis argilitiques (Fig. 79). Il est aussi envisageable de considérer les barres de marbres siliceux comme d'ex-turbidites calcaires.

Ces dépôts sont caractérisés, en outre, par d'abondantes passées ferrugineuses évoluant depuis une pigmentation diffuse jusqu'à de véritables concentrations métallifères, d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Ces lits ferrugineux sont présents dans l'ensemble des niveaux de cette formation, qu'ils soient quartzitiques, calcaires ou schisteux ; ils sont cependant plus fréquents au sein des bancs quartzitiques. La richesse en fer confère à cette formation une patine à dominante brunâtre. Dans les bancs quartzitiques, les niveaux ferrugineux sont constitués principalement d'ankérite et de pyrite. Dans les niveaux pélitiques ils sont formés essentiellement d'ankérite et de chlorite et montrent des concentrations riches en fer mais également en alumine et manganèse (cf. tableau d'analyses chimiques n° 3).

Ces concentrations métallifères ont probablement une origine continentale puisqu'elles sont toujours étroitement mêlées à des matériaux terrigènes.

Les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon présentent donc des caractéristiques d'anciens dépôts de type flysch distal. Le détritisme y est exclusivement d'origine continentale ; nulle part il n'a été observé dans cette formation de matériel ophiolitique.

C. AGE DES "SCHISTES LUSTRES" DE LA POINTE DU GRAND VALLON : LES DONNÉES BIOSTRATIGRAPHIQUES.

Dans ces métasédiments, les petits niveaux de calcschistes ou de marbres siliceux et ankériteux ont fourni, en divers endroits, des fantômes de foraminifères planctoniques ; certaines de ces formes ont permis de déterminer (1) :

- dans la klippe de la Pointe du Grand Vallon :

. Au lieu-dit "le Clot", au Nord du refuge du Cuchet (x = 332,85 km ; y = 5019,65 km) = une forme monocarénée cf. *Globotruncanella stuarti* et une forme bicarénée "en boîte plate", à spire relativement peu élevée du type *Globotruncana linneiana* ? (ou *Marginotruncana pseudolinneiana*).

. Sur la Crête de Côte Chaude, au Sud-Est du Col de Lanserlia (x = 332,1 km ; y = 5022,45 km) = une forme monocarénée à spire plan convexe cf. *Globotruncana angulata*, une forme conique haute cf. *Rosita Contusa*, une

forme conique cf. *Rosita fornicata*, une forme monocarénée cf. *Gansserina gansseri*, ainsi que diverses sections équatoriales de foraminifères planctoniques indéterminables au niveau du genre et d'autres formes moins bien conservées qui pourraient être attribuées à *Globotruncana arca* ?, *Globotruncanella stuartiformis* ?, *Globotruncanella havanensis* ?, *Globotruncana ventricosa* ?

L'ensemble de ces formes constitue une association du Maastrichtien supérieur.

- Aux Pointes des Lorès (partie intégrante de la klippe de la Sana) sur l'arête Nord de la Pointe nord des Lorès (x = 342,0 km ; y = 5028,6 km) = une section de foraminifère planctonique monocaréné. Il n'est donc pas possible de préciser s'il s'agit ici aussi de dépôts du Crétacé terminal mais cette détermination ne s'oppose pas à une telle attribution.

D. CONCLUSIONS.

Les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon sont constitués de métasédiments terrigènes qui, par leurs caractéristiques lithologiques, s'apparentent à un flysch distal. Ils ont fourni des sections de foraminifères planctoniques caractérisant le Maastrichtien supérieur. Leur faciès étant globalement très homogène, les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon seraient donc attribuables dans leur ensemble au Crétacé terminal ; un âge *pro-parte* tertiaire n'est cependant pas à exclure mais cela reste à démontrer paléontologiquement. Leur faciès est, en revanche, différent de ceux des formations des unités océaniques médianes et supérieures, où les fossiles découverts ont été rapportés au Cénomano-Sénonien inférieur ; il est d'ailleurs différent des faciès de l'ensemble des "Schistes lustrés" qui, dans d'autres secteurs des Alpes occidentales, ont pu être datés de la base du Crétacé supérieur (Marthaler, 1980 et 1984 ; Lemoine, Marthaler et al., 1984 ; Marthaler et al., 1986). La formation de la Pointe du Grand Vallon est probablement à comparer, au métamorphisme près, au Flysch à Helminthoïdes *s.str.* (du Sénonien supérieur-Eocène inférieur) avec lequel elle peut être corrélée, par son faciès et par son âge. On remarquera en particulier que comme les flyschs à Helminthoïdes et contrairement aux autres "Schistes lustrés" du terrain étudié, elle ne présente pas de matériel détritique ophiolitique. On remarquera en outre que, comme dans les flyschs à Helminthoïdes, les niveaux pélitiques du fond de sédimentation hémipélagique ne sont pas calcaires ; ils ont été interprétés dans l'Apennin septentrional comme des sédiments décarbonatés déposés sous la C.C.D (voir Scholle, 1971 ; Sagri, 1979 ; Labasse, 1981a).

La présence, dans les "Schistes lustrés" des Alpes occidentales de dépôts corrélables, par leur faciès, aux flyschs à Helminthoïdes ou à leurs "complexes de base" avait déjà été envisagée par plusieurs auteurs (Caby et al., 1963 ; Caron, 1977 ; Polino et Lemoine, 1984).

(1) Déterminations M. Caron.

Le dépôt de ces sédiments du Crétacé terminal appartient donc à une étape de l'évolution des zones internes alpines, différente de celle du dépôt des sédiments de la base du Crétacé supérieur des unités océaniques médianes et supérieures ; en effet, entre ces deux types de dépôts existe une importante période qui n'a pas été caractérisée paléontologiquement couvrant probablement une partie du Coniacien et en tout cas le Santonien, le Campanien, voire le Maastrichtien basal, c'est-à-dire près de 20 M.a. . Cet intervalle correspond au moins localement dans les unités de Flysch à Helminthoïdes, non métamorphiques, à une importante lacune (Labesse, 1981) ; il coïncide précisément avec la fourchette des âges radiométriques caractérisant le métamorphisme HP-BT qui a affecté les unités océaniques inférieures et médianes et le massif du Grand Paradis (âges "éo-alpins", vers 80 M.a. ; cf III partie, Ch. I). Le dépôt des "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon s'est donc effectué postérieurement à l'évènement tectonique majeur, synmétamorphique, de fermeture au moins partielle du domaine océanique de ce secteur alpin.

3ème PARTIE

EVOLUTION TECTONO- METAMORPHIQUE

CHAPITRE I : CADRE METAMORPHIQUE D'ENSEMBLE DES UNITES DE VANOISE ORIENTALE.

A. INTRODUCTION.

Les formations de Vanoise orientale sont, dans leur ensemble, métamorphiques. On y relève partout l'empreinte d'un métamorphisme alpin polyphasé qui se superpose localement (micaschistes de l'Arpont du socle anté-Namurien de Vanoise et certains micaschistes du massif du Grand Paradis) à un métamorphisme plus ancien, d'âge hercynien probable et de faciès amphibolite (Bertrand, 1968 ; Bocquet, 1974 a et b ; Compagnoni *et al.*, 1974 ; Robert, 1979).

Plusieurs épisodes métamorphiques successifs affectent le matériel alpin dans une évolution d'ensemble qui débute en climat H.P. et s'achève en faciès schiste vert.

B. LES PARAGENESES ALPINES CARACTERISTIQUES.

I. LES UNITES A METAMORPHISME HP-BT DE FACIES ECLOGITIQUE : LE MASSIF DU GRAND PARADIS ET LES UNITES OCEANIQUES INFERIEURES.

Les travaux antérieurs (Bertrand, 1968 ; Chopin, 1979 ; Robert, 1979 ; Chopin, 1979 et 1981) ont montré que les associations minérales caractéristiques sont semblables dans ces unités.

* Les paragenèses de HP-BT comportent les associations :

- omphacite-grenat-glaucophane dans les roches basiques ;
- talc-chloritoïde-grenat, glaucophane-chloritoïde, talc-phengite dans certaines roches siliceuses (Chopin, 1979 et 1981).

La lawsonite n'a pas été observée dans ces unités. Une étude quantitative de certaines paragenèses éclogitiques a permis de mettre en évidence une discontinuité du métamorphisme alpin entre le massif du Grand Paradis et les unités océaniques inférieures, avec un régime de pression plus fort dans les gneiss du Grand Paradis (Chopin, 1981).

Les travaux récents situent les conditions de cristallisation de ces assemblages éclogitiques à des pressions supérieures à 10 Kbar et des températures de l'ordre de 450-500°C (Gillet *et al.*, 1985 ; Kiénast et Ballèvre, 1986).

* Les paragenèses rétro-morphiques montrent la déstabilisation des paragenèses antérieures dans le faciès schiste vert (associations à chlorite, albite, épidote, actinote, biotite, mica blanc). Les conditions de cristallisation de ces assemblages rétrogrades ont été estimées à $P = 4-6$ Kbar, $T = 470 \pm 20^\circ \text{C}$ (Chopin, 1979).

II. LES UNITES A METAMORPHISME HP-BT DE FACIES SCHISTE BLEU A ZOISITE : LES UNITES OCEANIQUE MEDIANES ET LE FAISCEAU DU PRARIOND.

Dans ces unités il n'a pas été décrit de paragenèses éclogitiques. D'une manière générale, la cristallinité des roches y est plus faible que dans les unités océaniques inférieures. Les associations minérales caractéristiques observées dans ces unités sont les suivantes :

* Les paragenèses de HP-BT se traduisent par l'association zoisite-glaucophane; c'est l'assemblage précoce que l'on observe de manière ubiquiste à la fois dans les roches basiques (prasinites et gabbros des unités de type Méan Martin) et dans les roches siliceuses (gneiss albitiques des unités de type Lanslebourg et Méan Martin; Saliot, 1978; Chopin, 1979). Cet assemblage s'observe également dans certaines roches carbonatées notamment dans le faisceau du Prariond. Cette paragenèse est associée à la cristallisation de petits grenats (Chopin, 1979) et de chloritoïdes (Bocquet, 1974; Chopin, 1979) dans certains niveaux pelitiques et dans certains niveaux siliceux manganesifères. Saliot (1978) signale également la présence d'aegyrine dans les environs de Lanslebourg. La lawsonite n'a pas été reconnue mais elle est signalée dans les environs de Lanslebourg et de Termignon -unité de Lanslebourg- et sur le versant sud de la Sana -unité du Charbonnier- (Saliot, 1978). Il pourrait s'agir de reliques d'une paragenèse antérieure (?).

* Les paragenèses rétro-morphiques témoignent de la déstabilisation des paragenèses HP dans des associations du faciès schiste vert (chlorite, albite, épidote, actinote, biotite, mica blanc; avec une évolution vers un faciès à pumpellyite chlorite, albite).

III. LES UNITES A METAMORPHISME HP-BT DE FACIES SCHISTE BLEU A LAWSONITE : LES UNITES BRIANCONNAISES INTERNES, LES UNITES OCEANIQUE SUPERIEURES ET LES "SCHISTES LUSTRES" DE LA POINTE DU GRAND VALLON.

* Les paragenèses HP-BT

- Les unités briançonnaises internes de Vanoise orientale

Les paragenèses HP-BT se caractérisent dans ces unités par le développement d'amphiboles bleues (Raguin, 1925 et 1930; Ellenberger, 1958) associées à des lawsonites (Ellenberger, 1960; Bocquet, 1974; Goffé, 1975 et 1982; Saliot, 1978). Les travaux récents situent l'apex du métamorphisme HP dans les unités briançonnaises de Vanoise vers 6 Kbar et 300-320° C, dans le faciès à Fe-Mg carpholite-chloritoïde défini par Goffé (1982). L'assemblage jadéite + quartz existe dans les micaschistes anté-namuriens de l'Arpont (socle de Vanoise méridionale) où il a été signalé par Saliot (1978); cependant d'après Saliot (1978) et Goffé (1982) cet assemblage ne proviendrait pas de l'albite mais d'un feldspath potassique de haute température riche en sodium et ne pourrait pas témoigner, dans ces conditions, d'une saute de métamorphisme entre l'unité de l'Arpont et les autres unités de Vanoise orientale.

- Les unités océaniques supérieures

Les paragenèses HP-BT se caractérisent là encore par l'association de lawsonites et d'amphiboles bleues⁽¹⁾ dans les roches basiques (gabbros et prasinites). Dans ces unités il n'a pas été observé d'associations précoces à zoisite-glaucophane qui s'observent de manière courante dans les unités océaniques médianes. Cet examen préliminaire permet d'envisager l'existence d'une saute de métamorphisme entre les unités océaniques supérieures et les unités océaniques médianes, ce qui avait déjà été remarqué par Saliot (1978, p. 21) à partir d'observations dans le versant nord-ouest de la Pointe de la Sana.

- Les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon

Les paragenèses HP-BT montrent des reliques de lawsonites⁽²⁾ (Chopin, 1979) et de chloritoïdes (Saliot, 1978; Chopin, 1979).

* Les paragenèses rétro-morphiques dans les unités briançonnaises internes, dans les unités océaniques supérieures et dans les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon montrent la déstabilisation des assemblages de HP dans des associations du faciès schiste vert identiques à celles reconnues dans les autres unités de Vanoise orientale (chlorite, albite, épidote, biotite, actinote, mica blanc).

C. LES DONNEES CHRONOLOGIQUES.

I. LES DONNEES RADIOCHRONOLOGIQUES.

Les datations radiochronologiques disponibles à ce jour dans les unités de Vanoise orientale ont été reportées sur la Figure 80. D'une manière plus générale les âges obtenus dans l'ensemble de la Vanoise interne font ressortir les points suivants :

- Les minéraux participant aux paragenèses éclogitiques dans le massif du Grand Paradis et les unités océaniques inférieures fournissent des âges compris entre 90 et 65 M.a. (âges "éolpins"; datations K-Ar sur micas et amphiboles et Ar40-Ar39 sur phengites; Hunziker, 1974; Bocquet et al., 1974; Chopin et Maluski, 1978 et 1980); certains âges de traces de fissions sur zircons s'inscrivent également dans cet intervalle de temps (Carpena, 1985). Les très rares datations de minéraux de haute pression dont on dispose dans les unités océaniques médianes indiquent des âges compris dans le même intervalle.

- Les minéraux de haute pression dans les unités briançonnaises de Vanoise interne fournissent des âges assez disparates mais on peut toutefois distinguer un groupe d'âge situé vers 38-40 M.a. (âge du métamorphisme "alpin s.str." ou "lepontin"; datations K-Ar et Ar40-Ar39 sur micas; Bocquet et al., 1974; Chopin et Maluski, 1978 et 1980). Des âges de traces de fission sur zircons indiquent également cette période (Carpena, 1985).

(1) Diagnostic que J.R. Kienast à eu l'amabilité de me confirmer.

(2) Détermination confirmée par M. Ballèvre que je remercie.

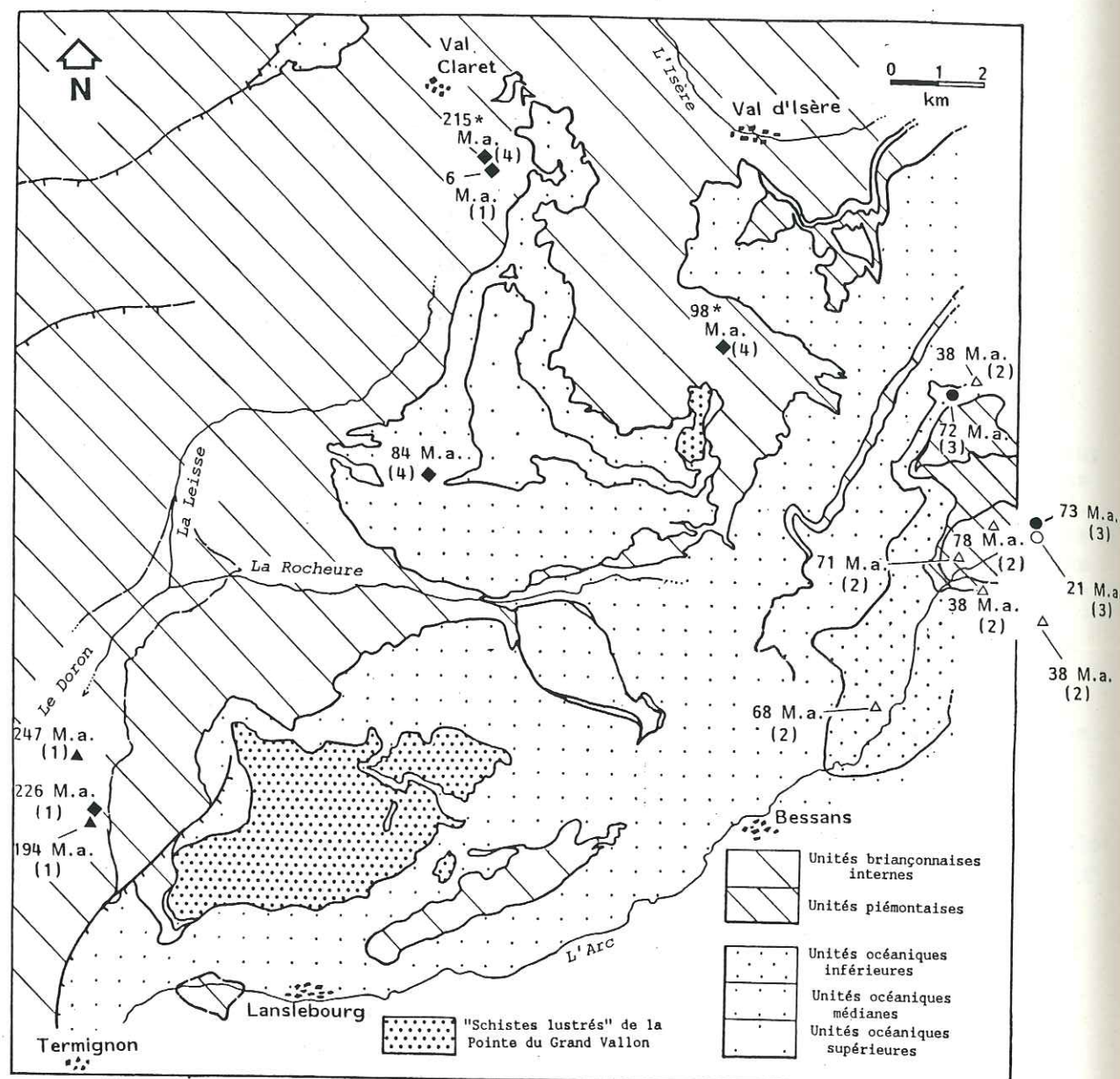


Fig. 80 : Carte de localisation des datations radiochronologiques.

Triangles pleins : datations K-Ar sur phengites;
Carrés : datations K-Ar sur amphiboles;
Triangles vides : datations Ar⁴⁰-Ar³⁹ sur phengites;
Ronds pleins : datations de traces de fissions sur zircons;
Ronds vides : datations de traces de fissions sur apatites.

(1) : données de Bocquet et al. (1974); (2) : données de Chopin et Maluski (1980); (3) : données de Carpena (1985); (4) : datations effectuées dans le cadre de ce travail par H. Bellon (université de Brest). Les astérisques indiquent les datations incompatibles avec les données stratigraphiques.

- On ne dispose pas actuellement de datations radiochronologiques dans les unités océaniques supérieures et dans les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon.

II. CONFRONTATION DES DONNEES RADIOCHRONOLOGIQUES AUX DONNEES STRATIGRAPHIQUES.

Certaines données radiométriques, notamment celles obtenues par la méthode K-Ar indiquant des âges à 98 et 215 M.a., sont incompatibles avec la présence de Tertiaire défini paléontologiquement (encroûtements du Vallon du Paquier et de la région du Manchet); ces valeurs élevées peuvent être attribuées à des suppressions d'Argon. Leur seul intérêt est donc de souligner que certains âges K-Ar doivent être considérés avec précaution (notamment les âges indiquant le Crétacé supérieur dans les socles de Vanoise). En revanche, les grands groupes d'âges radiométriques mentionnés ci-dessus ne sont pas en contradiction avec les données stratigraphiques; en particulier, il est remarquable de constater que les unités où ont été mis en évidence des âges radiométriques "éoalpins" correspondent aux unités où l'on ne connaît pas de termes plus récents que le Crétacé supérieur basal.

D. CONCLUSIONS

Les données actuellement disponibles sur le métamorphisme des unités de Vanoise orientale permettent de mettre en évidence deux grands épisodes de métamorphisme alpin, l'un situé entre 90 et 65 M.a. ("éoalpin"), l'autre vers 40-38 M.a. ("alpin s.str." ou "lepontin"; Bocquet, 1974; Chopin et Maluski, 1978 et 1980; Carpena, 1985).

- L'épisode "éoalpin" a affecté le massif du Grand Paradis (unité de la bordure de la marge européenne), les unités océaniques inférieures et probablement les unités océaniques médianes; il s'est traduit par l'apparition de paragenèses HP-BT impliquant une surcharge supérieure à 20 km. On considère généralement que ce métamorphisme correspond à un événement tectonique situé vers 80 M.a., c'est-à-dire dans le courant du Campanien.
- L'épisode "alpin s.str." ou "lepontin" a affecté l'ensemble des unités de Vanoise orientale.
- Dans le massif du Grand Paradis et les unités océaniques inférieures et médianes, cet événement s'est traduit par la déstabilisation des associations de haute pression dans des assemblages du faciès schiste vert caractérisant une décompression globalement isotherme (Bertrand, 1968; Bocquet, 1974; Chopin, 1979 et 1981)
- Dans les unités briançonnaises et probablement dans les unités océaniques supérieures et les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon, cet événement s'est traduit par l'apparition de paragenèses HP-BT impliquant une surcharge de l'ordre de 20 km (Goffé, 1982; Goffé et Velde, 1984). Dans ces trois ensembles d'unités, d'après les données dont on dispose, il n'y a pas lieu de considérer que les conditions du métamorphisme HP-BT aient été notablement différentes. Les assemblages de haute pression ont ensuite été rétrotransformés dans des associations du faciès schiste vert qui témoignent d'une remontée des isothermes (Goffé, 1982), mise en évidence notamment par l'apparition de la biotite ($T^{\circ} \geq 350^{\circ}\text{C}$; fig. 81).

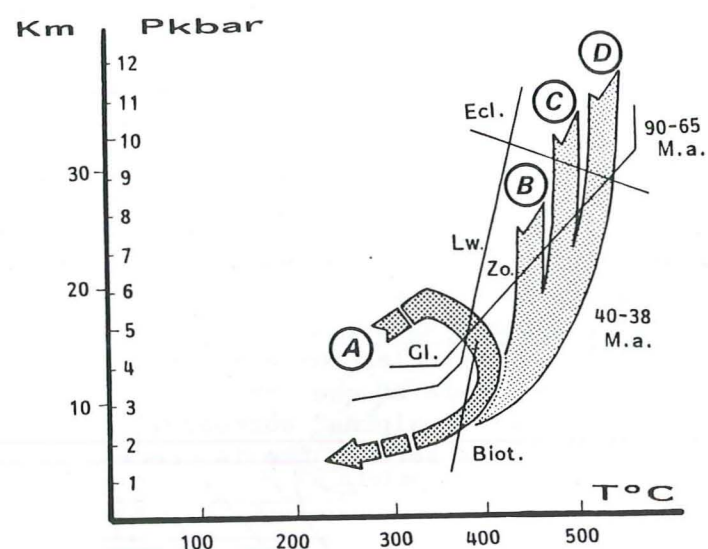


Fig. 81 : Esquisse de l'évolution thermobarométrique alpine des unités de Vanoise orientale.

D'après les données de Bertrand (1968), Bocquet (1974), Saliot (1978), Chopin (1979 et 1981), Goffé (1982), Goffé et Velde (1984), Gillet et al. (1985), Kienast et Ballèvre (1986).

A = Unités Briançonnaises de Vanoise orientale et unités océaniques supérieures + "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon.

B = Unités océaniques médianes.

C = Unités océaniques inférieures.

D = Grand Paradis.

Gris clair = évolution rétrograde en pression et température.
Gris foncé = évolution prograde en température.

Lw = lawsonite ; Zo = zoisite ; Gl = glaucophane ; Biot. = biotite ; Ecl. = paragenèses eclogitiques.

Cette évolution correspond d'une part, à un réajustement vers un gradient géothermique continu dans l'ensemble des unités de Vanoise orientale et, d'autre part, à une diminution de pression probablement due aux processus d'érosion.

CHAPITRE II : ETUDE TECTONIQUE.

A. PREMIERE LECTURE CARTOGRAPHIQUE.

L'organisation structurale des terrains de Vanoise orientale révèle un édifice complexe résultant de tectoniques superposées. Une première lecture de la carte géologique (Planche h.t. ; n° 1) permet de repérer plusieurs types de mégastructures aux styles variés.

* Certaines déformations affectent l'ensemble de l'édifice de nappes constituant la Vanoise orientale. Ce sont, dans l'ordre rétrotectonique :

- Diverses générations de fractures tardives ; elles découpent à l'emporte-pièce toutes les structures antérieures.

- Des voissures à grands rayons de courbure correspondant aux dômes de l'Arpont et du Grand Paradis. Recoupées par les failles précédentes, elles déforment les structures plus anciennes.

- Des chevauchements tardifs, peu déformés, simplement arqués par les voissures précédentes ; ils cisailent les structures plissées. Un faisceau de ces contacts anormaux apparaît dans la région du Plan du Lac où il conditionne le chevauchement des terrains de Vanoise orientale sur l'unité de l'Arpont.

- Des déformations plicatives serrées affectant l'édifice de nappes ; elles se lisent en particulier dans les géométries plissées complexes des plans de charriage.

* Les structures fondamentales correspondent au charriage et à l'empilement des unités Briançonnaises et des unités de "Schistes lustrés".

* Certaines déformations dans les unités de "Schistes lustrés" sont antérieures au charriage sur le Briançonnais. Il s'agit de diverses générations de contacts anormaux et de certaines structures plissées recoupées par le contact avec le Briançonnais.

B. ETUDE STRUCTURALE RETROTECTONIQUE.

Cette étude étant essentiellement basée sur l'analyse des mégastructures, la description des diverses générations de déformations est présentée selon la logique rétrotectonique évoquée ci-dessus.

1. LES DEFORMATIONS COMMUNES A L'ENSEMBLE DES UNITES DE VANOISE ORIENTALE.

a- La fracturation récente.

Les terrains de Vanoise orientale sont affectés par deux générations principales de fractures.

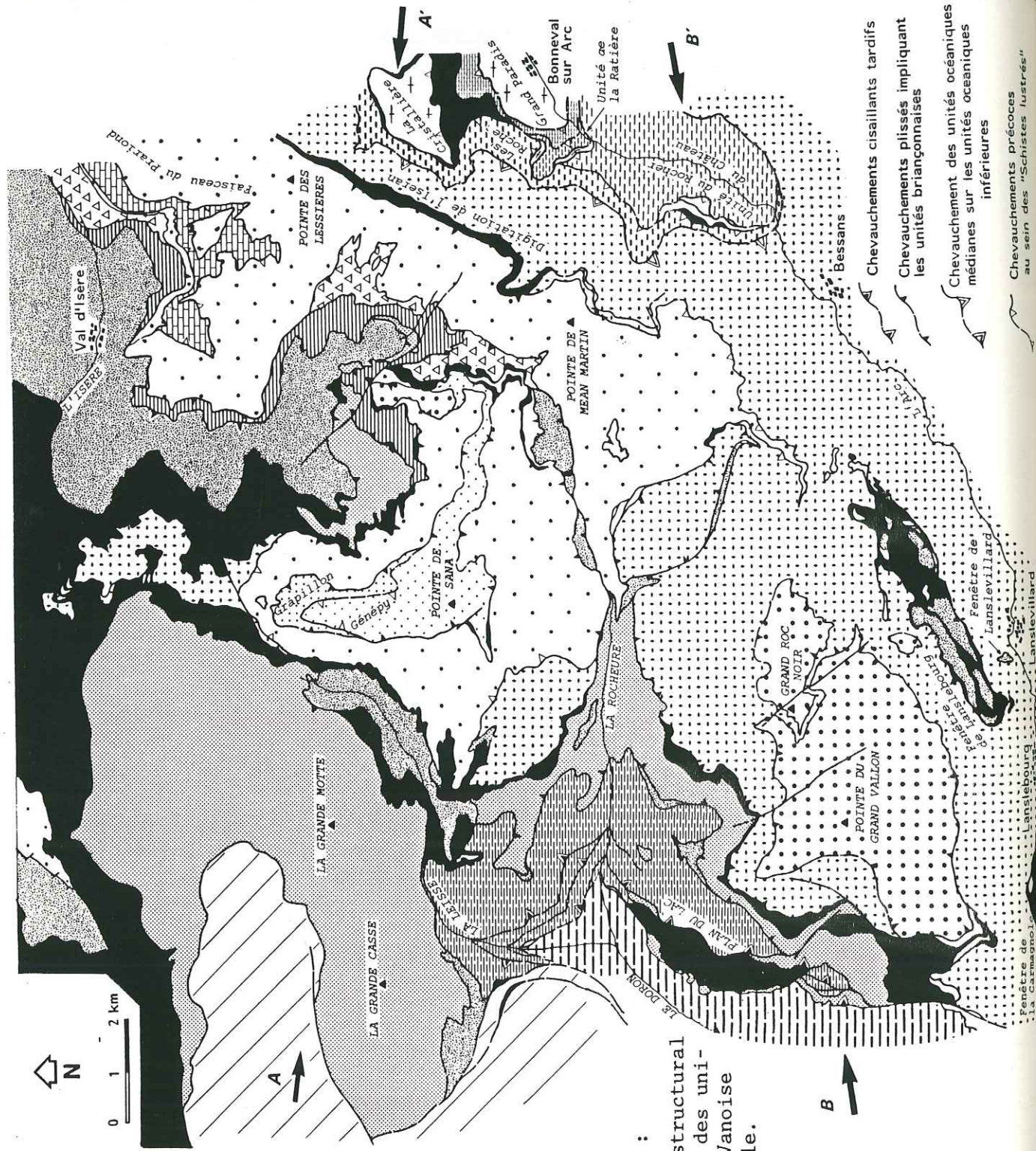
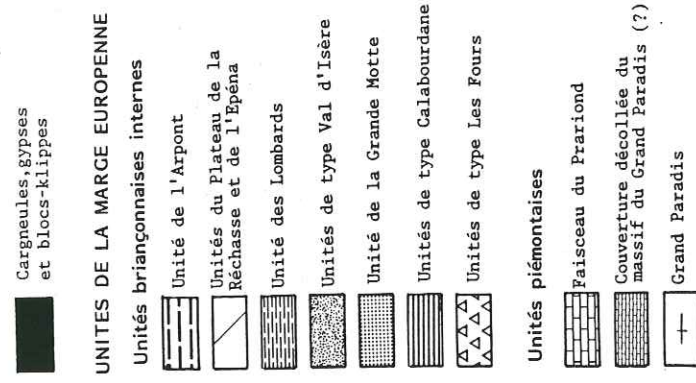


Fig. 82 :

Schéma structural général des unités de Vanoise orientale.

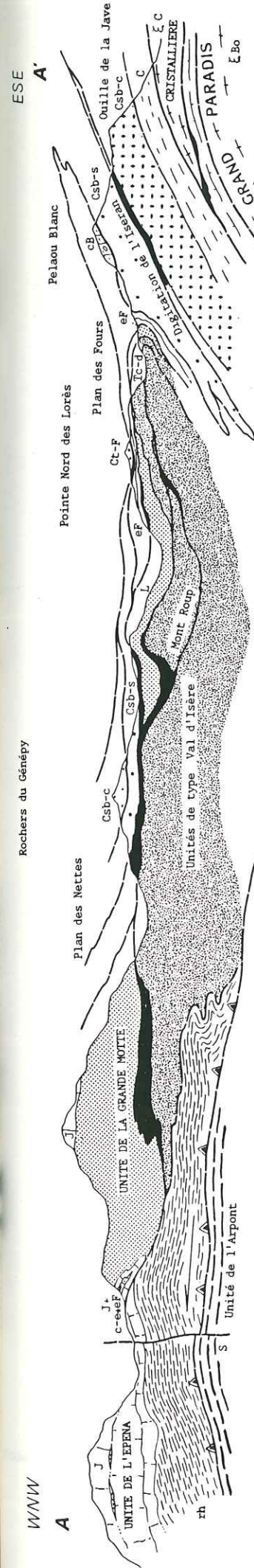


184

"SCHISTES LUSTRES" DE LA
POINTE DU GRAND VALLON

Rochers du Gény

WNW



Grd Roc Noir

WSW

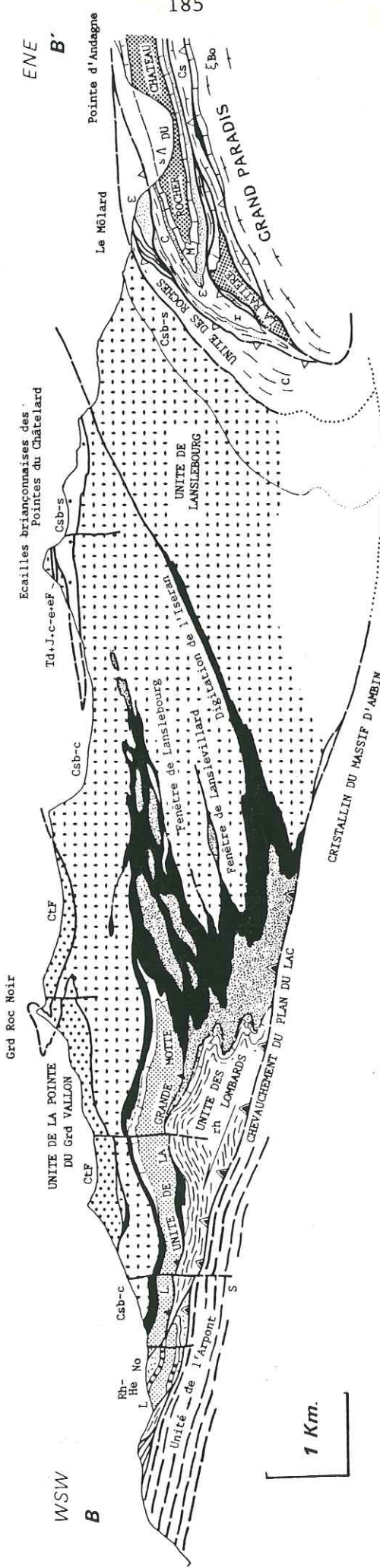
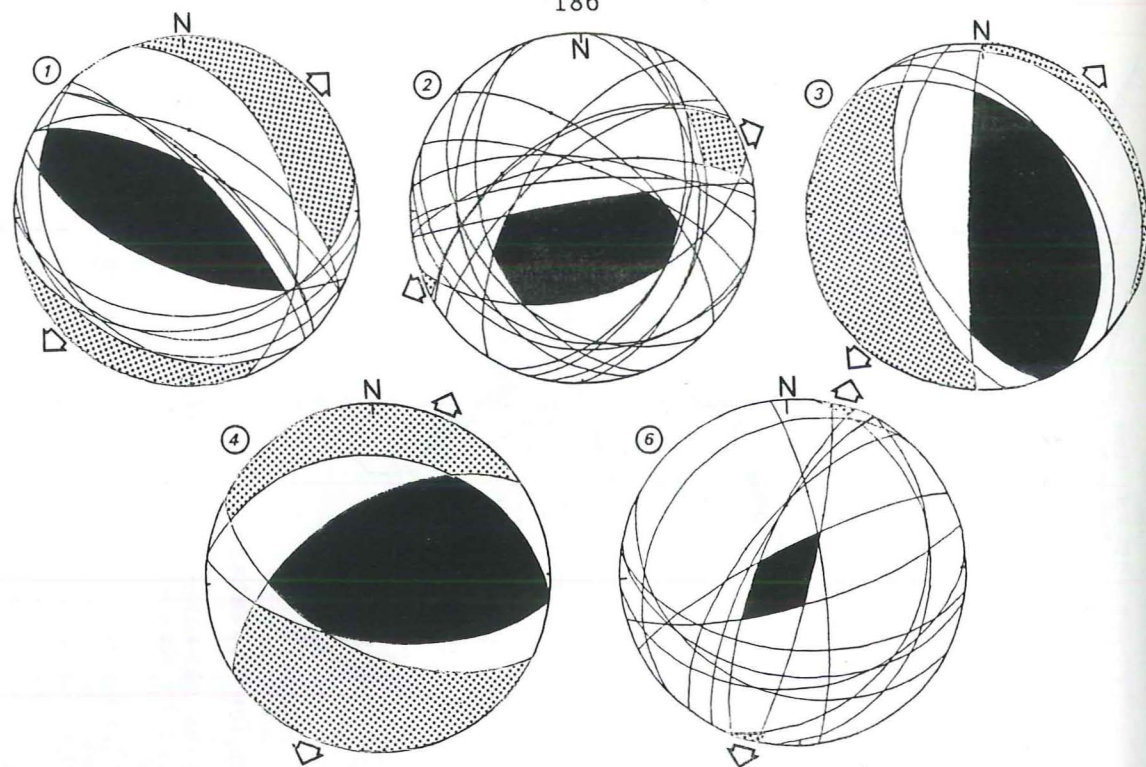


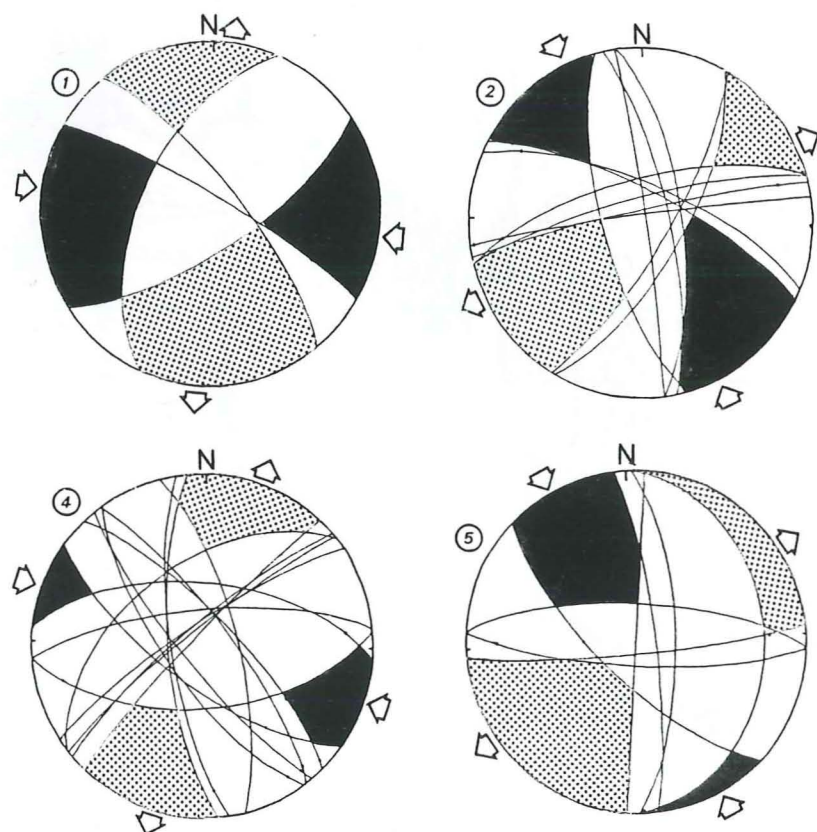
Fig. 83 : Coupes interprétatives de la structure d'ensemble de la Vanoise orientale.

S : socle polymétamorphique de l'Arpont ; rh : Paléozoïque attribué au Permo-Carbonifère ; Tq : quartzites du Trias inférieur ; Tc-d : Trias calcaréo-dolomitique ; Rh-He : Rhétien-Hettangien ; L : Lias ; J : marbres du Malm ; c-e : Marbres chloriteux (Crétacé supérieur-Eocène inférieur) ; ef : Schistes de Pralognan (Eocène).
 XC : gneiss de la Cristallière (Paléozoïque) ; X Bo : gneiss de Boneval (Paléozoïque) ; cs : calcschistes attribués à la couverture du massif cristallin interne du Grand Paradis ; sA : serpentinite ; M : marbres à blocs d'ophiolites (Malm-Berriasien) ; E : prasinites ; r : métaradiolites ; X : gneiss albitiques ; C : calcschistes et marbres (base du Crétacé supérieur ?) ; Csb : "Schistes lustrés" de la base du Crétacé supérieur (-s : faciès schisteux ; -c : faciès calcaires) ; CtF : "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon (Crétacé terminal).

185



Failles normales.



Failles décrochantes.

Caneva de Schmidt,
projection hémisphère inférieure

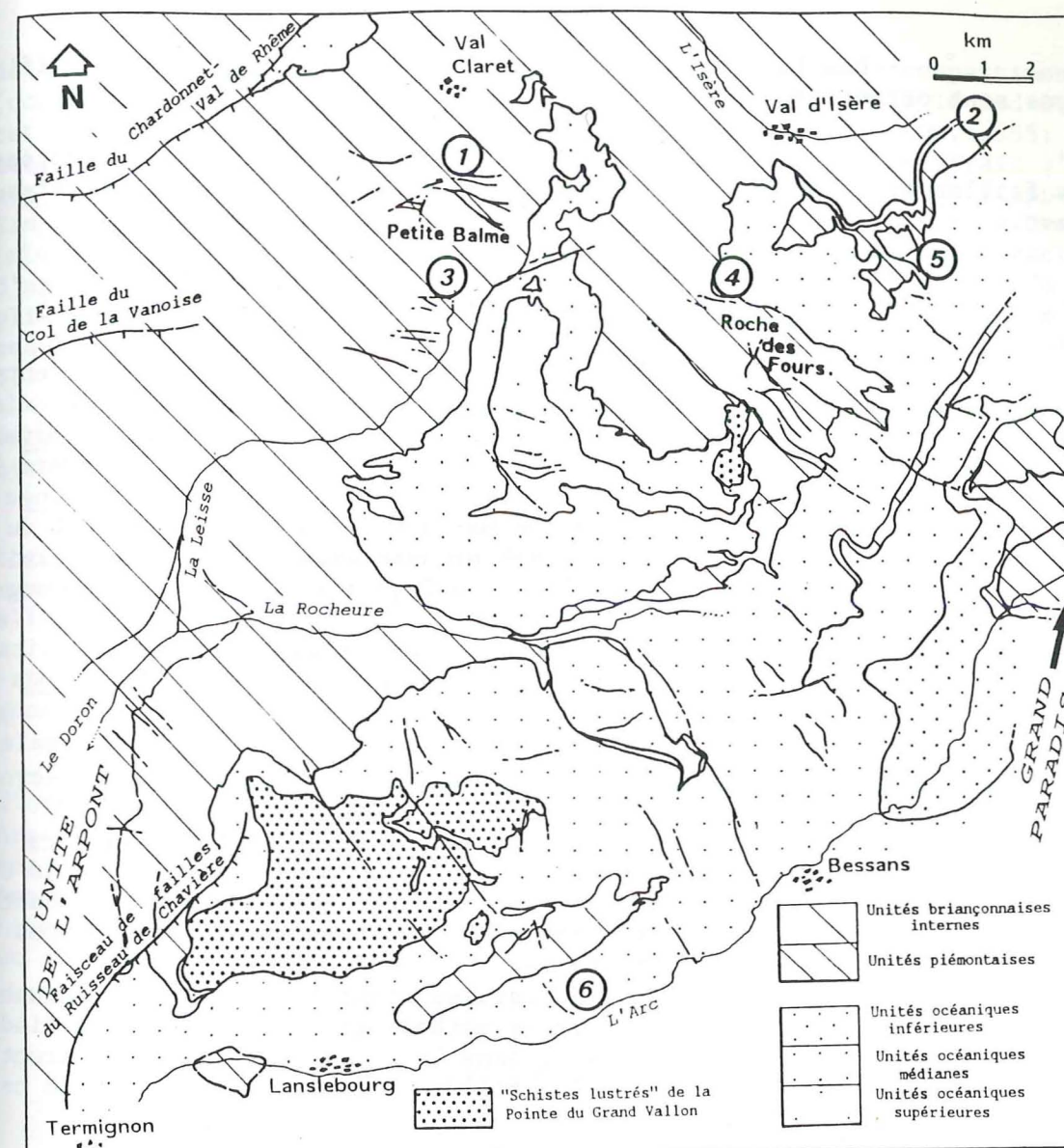


Fig. 85 : Localisation des sites de mesures de fracturation.

Fig. 84 : Diagrammes de dièdres droits appliqués aux failles tardives de Vanoise orientale (localisation de sites de mesures sur la figure 85).

- Des failles tardives à faible rejet ; les plus significatives sont orientées, pour l'essentiel, nord ouest-sud est.

- Des grandes failles à rejet vertical important, affectées par les failles précédentes ; elles sont orientées grossièrement nord est-sud ouest.

1°/- Les failles tardives à faible rejet

Il s'agit de failles dont le rejet est inférieur à une centaine de mètres. Ces failles sont présentes dans l'ensemble de la Vanoise orientale mais elles sont particulièrement apparentes dans un couloir qui se développe du Nord-Ouest vers le Sud-Est depuis le massif de la Petite Balme vers le secteur de la Roche des Fours (Fig. 83). Ce couloir de failles se prolonge au Sud-Est de l'Arc dans la région de l'Albaron et à la bordure sud-est du massif du Grand Paradis (Robert, 1979). Il est grossièrement parallèle à celui de la vallée de l'Isère visible au Nord-Ouest de Tignes en direction de Bourg-Saint-Maurice (Marion, 1984).

A partir de l'analyse des stries préservées sur les miroirs de failles, il a été possible de distinguer deux populations de fractures :

- . l'une correspond à des failles à forte composante normale,
- . l'autre correspond à des failles à forte composante décrochante.

Fréquemment, on note un jeu polyphasé de certains miroirs de failles mis en évidence par deux générations de stries; dans tous les cas observés, les stries les plus tardives (et généralement les plus abondantes) sont celles à forte composante normale et les stries les plus précoces sont celles à forte composante décrochante.

Ces deux populations de failles étant facilement distinguables on a pu les traiter indépendamment par la méthode graphique dite "des dièdres droits" (Angelier et Mechler, 1977), dans le but de préciser les directions de contraintes ayant conditionné leurs jeux (Fig. 84). Il ressort de cette étude que :

- . Les failles normales de seconde génération sont compatibles avec une extension nord est-sud ouest et un raccourcissement subvertical,
- . Les failles décrochantes de première génération sont le reflet d'un raccourcissement nord ouest-sud est et d'une extension nord est-sud ouest.

Ces failles ont donc probablement joué selon des directions de contraintes comparables; cependant il apparaît, qu'au cours du temps, la contrainte maximum, initialement horizontale et de direction nord ouest-sud est, a basculé pour devenir verticale.

2°/- Les failles à rejet vertical important

Il s'agit de failles à rejet d'ordre pluri-hectométrique.

- La faille du Chardonnet-Val de Rhème (Marion, 1984).

Elle n'apparaît qu'au Nord du terrain étudié. Là, au Sud-Ouest de l'Isère, son compartiment sud (comprenant notamment les "Schistes lustrés

de la klippe du Chardonnet) est abaissé par rapport à son compartiment nord (constitué par le massif du Mont Pourri; Marion, 1984). Vers le Sud-Ouest, cet accident se prolonge dans la vallée de Champagny (Broudoux, 1985; Guillot, 1987). Au Nord-Est de l'Isère, le rejet de cette faille paraît s'inverser (Marion, 1984) puisqu'en effet les "Schistes lustrés" de la klippe de la Sassièrè semblent abaissés par rapport à l'unité des brèches de la Tsanteleina; le jeu de cet accident est cependant difficile à préciser directement d'après les mégastructures puisqu'il redécoupe un édifice complexe de nappes plissées. Cet accident se prolonge longuement vers le Nord-Est par le faisceau de failles du Val de Rhème qui se poursuit lui-même en Val d'Aoste (Fig. 3).

- La faille du col de la Vanoise (ou "synclinal transverse du col de la Vanoise" d'Ellenberger, 1958).

Elle ne s'observe que dans la partie nord-ouest du secteur cartographié où elle n'affleure qu'au col de la Grande Casse; ailleurs elle est masquée par les glaciers de la Grande Casse et du Rosolin. Dans ce secteur elle abaisse l'unité de la Grande Motte par rapport à l'unité de l'Epéna.

- Le faisceau de failles du ruisseau de la Chavière (au Nord-est de Termignon).

Il s'agit probablement de la terminaison nord-est, en "patte d'oie", d'un accident subvertical important qui emprunte la vallée de l'Arc au Sud-Ouest de Termignon. Ce faisceau de failles effondre les "Schistes lustrés" de la Turra de Termignon par rapport aux micaschistes de l'Arpont. Les foliations plongent vers ces fractures dans chacun des compartiments qu'elles séparent. Ces failles s'amortissent au Sud du Plan du Lac et au Sud du col de Lanserlia.

3°/- Conclusion sur la fracturation récente

Les terrains de Vanoise ont été affectés par deux grandes générations de fractures récentes. Les plus tardives ont été de faible rejet (moins de 100 m.); l'analyse des stries qui leur sont associées permet d'envisager qu'elles ont joué d'abord en failles décrochantes, puis en failles normales. Les failles précoces ont eu des rejets verticaux importants, plurihectométriques. Il est probable que ces failles sont l'expression superficielle de mouvements du bâti profond; notamment le couloir de failles Petite Balme-Roche des Fours pourrait refléter le jeu d'un accident de socle en profondeur.

b- Les voissures à grand rayons de courbure.

Les affleurements de socle de l'Arpont et du Grand Paradis apparaissent à la faveur de vastes voissures anticlinales crevées par l'érosion; c'est grossièrement dans l'ensellement synclinal de ces deux bombements que sont conservés les terrains de couverture de Vanoise orientale. Ces ondulations déforment toutes les structures antérieures et notamment les diverses générations de contacts tangentiels.

- Le dome de l'Arpont représente le coeur d'un anticlinal de nappe, grossièrement orienté SSW-NNE, dont on n'observe sur le secteur étudié que la

bordure orientale et la terminaison périclinale septentrionale. Cette structure subméridienne s'enneixe axialement vers le NNE, sous la Grande Casse, dans la partie basse de la vallée de la Leisse.

Ce bombement est affecté à l'Est par le faisceau de failles du Ruisseau de la Chavière (cf. § a.2.) ; à l'écart du secteur étudié, il est bordé par l'accident Modane - Pralognan, à l'Ouest, et par la faille du Col de la Vanoise, au Nord (Ellenberger, 1958 ; Coguel, 1963 ; Raoult, 1980 ; Jaillard, 1984 ; Dondey, 1986 ; cf. Fig. 3).

- Le dôme du Grand Paradis forme une grande coupole dont on n'observe, en Vanoise orientale, que la bordure nord-ouest. Dans la partie sud-est du secteur étudié, cette voûture est à l'origine du redressement vers le Sud Est de toutes les structures antérieures et en particulier du redressement de l'ensemble des contacts tangentiels. Ce dispositif donne ainsi un aspect de chevauchements à vergence interne ("rétrocharriages") à l'ensemble des contacts de nappes dans la partie interne de la Vanoise. Cette vergence n'est, bien sûr, qu'apparente ; le sens du chevauchement réel associé au jeu de ces contacts sera discuté ultérieurement (cf. § e.).

Une assez bonne approximation de l'influence qu'ont eu, à l'échelle de l'affleurement, ces bombements tardifs est fournie par l'examen des pendages des foliations de dernière génération qui, antérieurement, devaient être grossièrement subhorizontaux. A l'écart des failles récentes, ces foliations plongent globalement vers l'Est, dans la partie occidentale du terrain étudié et vers l'Ouest, dans la partie orientale. Leurs pendages sont variables mais ne dépassent que très rarement une trentaine de degrés. Ils sont caractéristiques de la géométrie de ces grands plis ouverts tardifs.

c- Les chevauchements cisailants tardifs, peu déformés.

Ces contacts cisailants s'observent dans le secteur du Plan du Lac - Entre deux Eaux (Fig. 86) ; ils sont responsables de la mise en place finale des unités de Vanoise orientale sur les formations paléozoïques du Dôme de l'Arpont. Dans ces contacts sont entraînées des écaïlles composées à la fois de terrains paléozoïques, de lambeaux de couvertures alpines et d'accumulations de cargneules ; c'est notamment dans ces écaïlles que s'observent les éléments de séries du Trias supérieur - Lias des Coëtets qui s'apparentent à la base de la série de la Grande Motte (cf. II Partie, Ch. II, § A. II.c.).

1°/- Les mégastructures : description générale de ces chevauchements.

- Au Plan du Lac, les schistes cristallins de l'unité des Lombards chevauchent l'unité de l'Arpont par l'intermédiaire des importantes accumulations de cargneules qui constituent le Plan du Lac. Les plans de chevauchement plongent avec un angle faible (0 à 20° ; Fig. 86) sous les terrains paléozoïques de l'unité supérieure affleurant à la base des Rochers de Lanserlia.

- Au Nord du Plan du Lac, les chevauchements se suivent jusque dans les derniers affleurements en rive gauche de la Rocheure où, entre les Chaleurs de Pensamen et la route d'Entre deux Eaux, on observe une bande de terrains carbonatés à faciès liasique tectoniquement intercalée dans les formations paléozoïques (Fig. 86 ; carte géologique, pl. h.t. n° 1). A l'Est de ce secteur

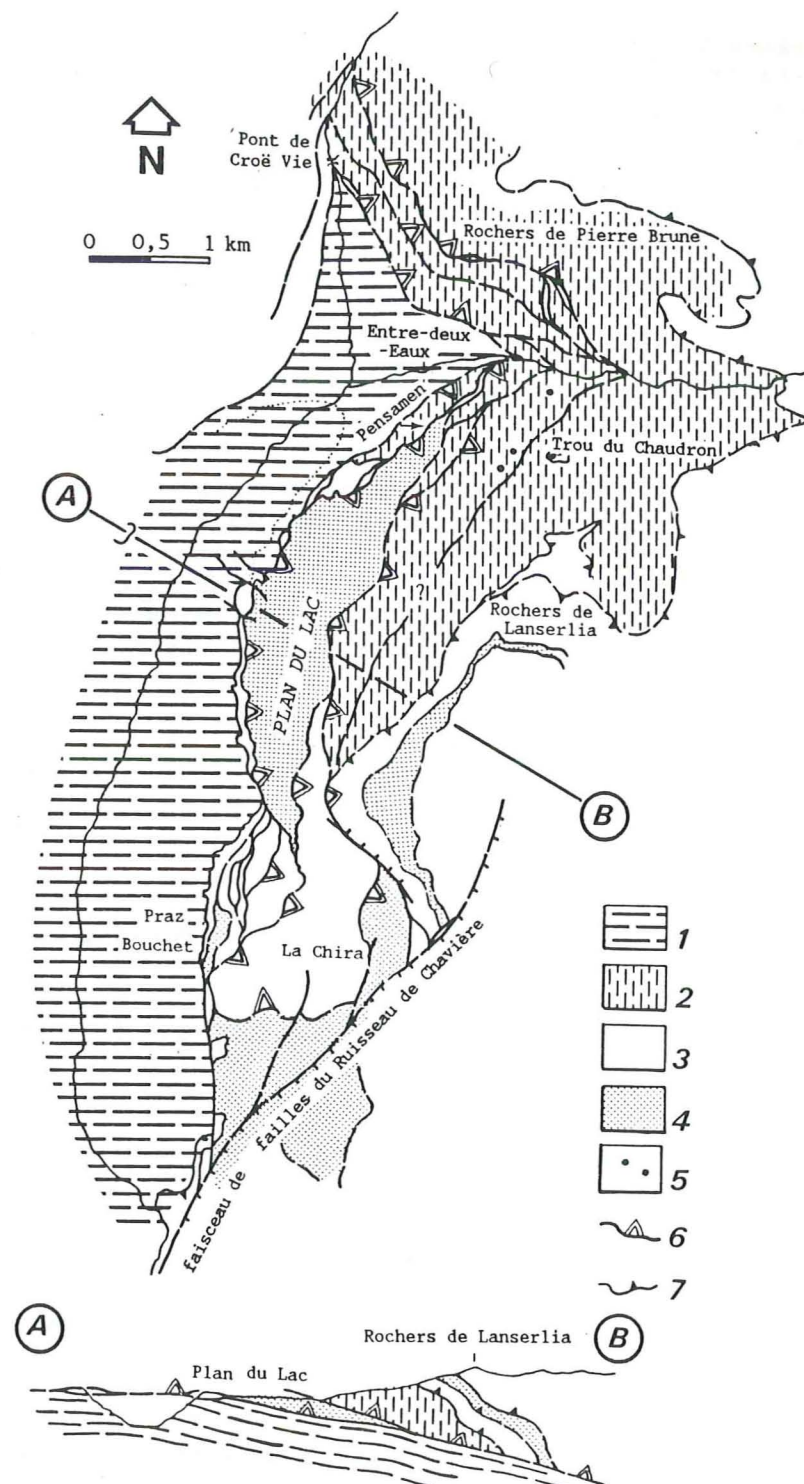


Fig. 86 : Les chevauchements cisailants tardifs du secteur du Plan du Lac - Entre deux Eaux.

1. Paléozoïque de l'unité de l'Arpont; 2. Paléozoïque de l'unité des Lombards;
3. Mésozoïque et Cénozoïque non différenciés; 4. cargneules; 5. entonnoirs de dissolution;
6. chevauchements tardifs, peu déformés; 7. chevauchements précoces plissés.

on rencontre dans les terrains paléozoïques des entonnoirs de grande taille (dont le "Trou du Chaudron", Fig. 86) qui témoignent probablement de la présence de cargneules et/ou de gypses en profondeur, tectoniquement intercalés dans les terrains paléozoïques. Ces contacts traversent la Rocheure au Sud des Rochers de Pierre Brune. Dans les premiers affleurements de la rive droite de la Rocheure, leurs traces sont signalées par des écaillles de micaschistes graphiteux et de quartzites phylliteux à faciès du Permo-Trias, coïncéestectoniquement dans les schistes cristallins des Rochers de Pierre Brune. Puis, en amont d'Entre deux Eaux, ces contacts sont matérialisés par plusieurs bandes de mylonites dans lesquelles on rencontre notamment des écaillles de quartzites. Dans ce secteur, les schistes cristallins des Rochers de Pierre Brune chevauchent ainsi, par l'intermédiaire de ces mylonites, les terrains à faciès du Permo-Trias d'Entre deux Eaux. Les chevauchements plongent ensuite vers le Pont de Croé-Vie où ils traversent la Leisse. Dans les affleurements de la rive gauche de la Leisse, immédiatement au Sud-Est du Pont de Croé-Vie, apparaît une écaillle de marbres clairs tectoniquement intercalée dans les formations paléozoïques. Enfin, ces contacts se prolongent en rive droite de la Leisse, à la base des quartzites du Plateau de la Réchasse, vers la ferme de la Para et le Plateau du Pelve (Platt et Lister, 1985a ; Dondey, 1986).

- Au Sud du Plan du Lac, ces contacts se suivent jusque dans les environs des chalets de la Chira et de Praz Bouchet (Fig. 86), puis, au Sud, ils sont tronqués par le faisceau de failles du Ruisseau de la Chavière (cf. supra) et sont ainsi effondrés sous les Schistes lustrés des environs Nord-Est de Termignon (cf. planche h.t. n° 2 ; coupe A).

2°/- Aperçu sur les méso- et microstructures associées à ces chevauchements.

Le jeu de ces chevauchements a engendré différents types de méso- et microstructures de styles variés selon les lithologies des roches déformées à proximité de ces contacts. Ces structures sont associées à des recristallisations métamorphiques.

- Dans les micaschistes gris de la série de l'Arpont (à métamorphisme polycyclique anté-alpin et alpin) et dans les micaschistes chlorito-albitiques de l'unité des Lombards (à métamorphisme monocyclique alpin; cf. II Partie, Ch. II, § A.1.b.), on observe de nombreuses surfaces de cisaillement, souvent en amande, associées au développement d'une foliation fruste. Celle-ci est matérialisée par la cristallisation de minéraux phylliteux (essentiellement des chlorites) dans les plans de schistosité ; ce développement de phyllites est associé à des recristallisations de quartz et d'albite.

- Dans les terrains carbonatés, on observe un boudinage important des niveaux dolomitiques au sein des marbres siliceux qui ont été affectés par un fluage important.

Dans les surfaces de cisaillement associées au jeu de ces chevauchements, on observe, en divers endroits, des amas de brèches tectoniques (par exemple en bordure de la route d'Entre deux Eaux, au Sud-Ouest du refuge du Plan du Lac) ainsi que d'importantes accumulations de mylonites recristallisées en albite, ankérite et chlorite ; de telles mylonites forment

des bandes cartographiables à l'Ouest du Parking de Bellecombe (Fig. 86; carte géologique, planche h.t. n° 1). Certaines montrent des minéralisations à pyrite, magnétite etc... (par exemple au Nord-Ouest du Parking de Bellecombe).

3°/- La vergence de ces chevauchements.

Les méso- et microstructures observées, utilisables pour déterminer la vergence de ces chevauchements (amandes de cisaillement, critères de rotation de boudins tectoniques ou de minéraux précoces etc...) indiquent, dans tous les cas analysés, un mouvement relatif de l'ESE vers l'WNW du compartiment chevauchant par rapport au compartiment chevauché, selon une direction grossièrement parallèle à celle du boudinage (Fig. 86). Un tel jeu s'accorde avec l'organisation structurale générale de ces chevauchements qui s'enracinent vers l'Est.

4°/- Conclusion sur les chevauchements tardifs, peu déformés.

Les cisaillements que l'on observe dans la région du Plan du Lac - Entre deux Eaux correspondent à des accidents tangentiels majeurs, de grande ampleur, dans lesquels sont entraînées des écaillles pouvant atteindre des dimensions kilométriques. Ces chevauchements sont responsables du charriage des unités de Vanoise orientale sur l'unité de l'Arpont et, en particulier, du repos du Paléozoïque de l'unité des Lombards (comparable à certains terrains de Vanoise septentrionale; cf. II Partie, Ch. II, § A.1.b.) sur le substratum anté-namurien de l'Arpont (c'est à dire le socle de Vanoise méridionale). Ces chevauchements montrent les mêmes caractéristiques que ceux qui entraînent les "Schistes lustrés" et divers lambeaux de couvertures briançonnaises sur la coupole paléozoïque du massif d'Ambin munie de sa couverture alpine propre (Caron et Gay, 1977; Allenbach, 1982; Siddans, 1984; Allenbach et Caron, 1986). Ils s'apparentent également au contact frontal du Briançonnais interne sur la zone houillère, dans la vallée de l'Isère (Marion, 1984; Guillot, 1987). Il s'agit de chevauchements à vergence externe (Ouest-Nord-Ouest) qui, avant les voissures tardives d'Ambin et de l'Arpont, devaient correspondre à des contacts cisailants plats. Ces chevauchements ont joué dans des conditions de métamorphisme à faciès schiste vert. L'ampleur des recouvrements qui leur sont liés est difficilement estimable; elle est probablement importante compte tenu de la variété des lambeaux entraînés et de la diversité des socles anté-triasiques rapprochés.

d- Les déformations plicatives affectant l'édifice de nappes.

L'édifice de nappes résultant de l'empilement précoce des unités briançonnaises internes de Vanoise orientale et de la mise en place des unités de "Schistes lustrés" (en partie déjà structurées, cf. § II, b.) sur le Briançonnais, a été affecté par des déformations plicatives synschisteuses avant d'être repris par les chevauchements cisailants tardifs, peu déformés, décrits au paragraphe précédent.

Parmi ces déformations, on distingue deux types de plis de directions et de styles différents; ce sont:

- des plis asymétriques locaux, d'axes nord est-sud ouest reprenant les structures antérieures;
- des plis complexes, d'axes courbes, fréquemment orientés Est-Ouest (N 80° à N 120°) parfois isoclinaux et à géométrie en "flammas".

1°/- Les plis d'axes nord est-sud ouest.

1.1. Les mégastructures.

Des plis nord est-sud ouest hectométriques n'apparaissent que localement. Ils s'observent notamment dans la retombée nord-orientale de la Grande Motte (Fig. 87). Ils sont ouverts et dissymétriques et montrent un déversement vers le Sud-Est. Les directions de leurs axes varient entre N 45° et N 70°. Ces plis déforment les chevauchements précoces; par exemple, au col de la Leisse, ils affectent le contact entre les cargneules de base de la klippe de la Sana et l'unité de la Grande Motte. Ils reprennent également, à cet endroit, les plis antérieurs d'axes N 80° à N 120° (plis transverses; cf. § 2).

1.2. Aperçu sur les méso- et microstructures associées à ces plis.

La foliation est matérialisée par des cristallisations orientées de chlorites et de micas blancs dans la schistosité de plan axial associée à ces plis. Elle montre un plongement constant vers le Nord-Ouest et est surimposée aux foliations antérieures.

La linéation d'intersection entre les foliations précoces et celle associée à ces plis coïncide grossièrement avec une direction d'étirement assez marquée qui déforme les linéations minérales antérieures et tend à les réorienter grossièrement selon l'axe de ces plis.

Les microplis présentent une faible dispersion et sont globalement parallèles à l'axe des plis majeurs. Ils montrent un déversement constant vers le Sud-Est.

1.3. Importance régionale.

Ces plis d'axes nord est-sud ouest n'ont apparemment qu'une empreinte mineure dans la structure d'ensemble de la Vanoise orientale; c'est également le cas, au Nord du terrain étudié, dans le massif de la Grande Sassièrre et la région de Tignes-Val d'Isère (Marion, 1984); en revanche, dans la partie externe de la Vanoise, ces plis prennent de l'importance et marquent clairement l'organisation des mégastructures (Ellenberger, 1958; Raoult, 1980; Jaillard, 1984; Platt et Lister, 1985 a et b; Broudoux, 1985; Dondey, 1986; Guillot, 1987).

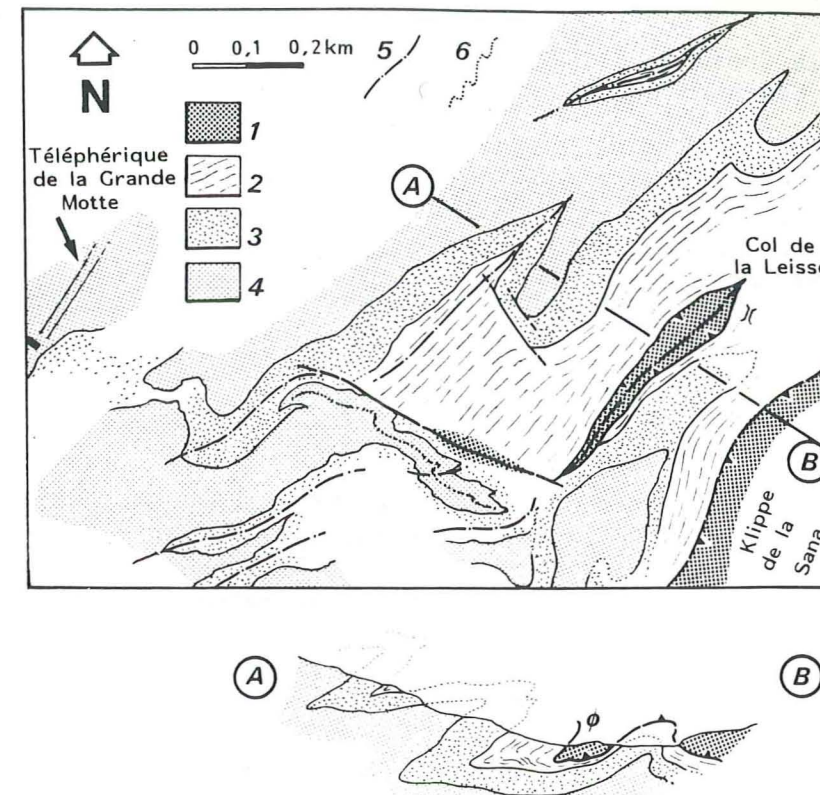


Fig. 87 : Un exemple de plis locaux orientés nord est-sud ouest au col de la Leisse.

1. cargneules; 2. Schistes de Pralognan; 3. Marbres chloriteux; 4. marbres du Malm (-Bérriasien p.p. ?); 5. axes des plis nord est-sud ouest; 6. axe de pli est-ouest antérieur repris.

2°/- Les plis transverses et les plis en "flammas".

2.1. Les mégastructures.

Dans l'ensemble de la Vanoise orientale des plis hectométriques à kilométriques de style pennique, aux axes courbes, sont fréquents. Leurs axes présentent une direction moyenne grossièrement est-ouest (N 80° à N 120°). Ces plis transverses par rapport aux unités isopiques affectent l'édifice de nappes en mêlant dans une même déformation souple les unités briançonnaises et les "Schistes lustrés" (cf. coupes sériées, pl. h.t. n° 2). Leur importance a été soulignée par Termier (1891), puis successivement par Bertrand (1894), Boussac (1913), Gignoux (1924) et Ellenberger (1958). Ils affectent également les régions avoisinantes de Vanoise, où ils ont fait l'objet de descriptions récentes, notamment par Raoult (1980), Jaillard (1984), Marion (1984), Siddans (1984), Platt et Lister (1985 a et b), Broudoux (1985), Dondey (1986) et Guillot (1987). En particulier le plissement affecte la surface de charriage des "Schistes lustrés" qui est largement déformée avec le Briançonnais. Ceci est particulièrement spectaculaire sur le pourtour de la fenêtre de Lanslebourg et dans la partie interne de la Vanoise orientale; ceci s'observe également à la base de la klippe complexe de la Sana, où localement le contact de base des "Schistes lustrés" est clairement plissé (la Tovièrre, Têtes de Borsat, Montagne du

Charvet, la Croix du Pisset) et dessine parfois des plis couchés (les Léchairs du Charbonnier, les Roches Blanches; cf. coupes sériées, pl. h.t. n° 2).

Ces plis se sont formés en régime de déformation intense et non coaxiale. Ils montrent des directions de déversement apparent très variables. Certains révèlent des encapuchonnements de nappes en "lignes" ou en fourreaux (Marion, 1984). D'autres sont affectés par un fort aplatissement subhorizontal occasionnant des structures de nappes en "flames". Tous sont associés à un important boudinage est-ouest.

2.1.1. Les directions de déversement apparent des plis transverses.

Les directions de déversement apparent des plis transverses sont très variables (cf. coupes sériées, pl. h.t. n° 2). En effet, on observe en divers endroits des plis de nappes présentant des déversements apparents tantôt au Nord (Petite et Grande Balmes, Rochers des Barmes de l'Ours, verrou aval du Plan des Nettes, etc.), tantôt au Sud (Tête de l'Arollay, les Roches Blanches, fenêtre de Lanslebourg, etc.). Fréquemment les directions de déversement s'inversent sur de courtes distances; un bon exemple de ce type de structures en "champignon" où les directions de déversement apparent se contrarient est à signaler dans le massif des Rochers de Pierre Brune (pl. h.t. n° 2, coupes B et C).

2.1.2. Les mégastructures encapuchonnantes.

Les plis transverses se bouclent dans bon nombre de cas en structures encapuchonnantes dont la géométrie actuelle est celle de "lignes" ou de "fourreaux" de nappes.

Une structure de ce type, particulièrement spectaculaire, est représentée par l'encapuchonnement des "Schistes lustrés" de la Tête de Solaise dans les unités briançonnaises des Rochers de Bellevarde et du Charvet (Raguin, 1930; Ellenberger, 1958; Niemeyer, 1979, Marion, 1984; cf. Fig. 88). En cet endroit les "Schistes lustrés" de l'unité de Méan Martin, d'une part, plongent sous les terrains briançonnais de la rive gauche de la basse Calabourdane (disposition visible dans le Ruisseau du Grand Pré et au Clapier de la Rosière) et, d'autre part, sont déformés en plis est-ouest avec les unités briançonnaises à la fois vers le Nord (région du Chatelard) et vers le Sud (Région du Manchet). Les "Schistes lustrés" de la tête de Solaise constituent ainsi un synclinal de nappes, couché en forme de "langue" d'axe est-ouest qui est encapuchonné dans les unités briançonnaises (Fig. 89).

Des structures comparables s'observent notamment dans la face sud-est de la Grande Casse (Fig. 90) où l'on observe des sections de plis transverses en "oeil", interprétables comme des sections normales de plis en fourreaux, d'axes est-ouest, de dimensions hectométriques. Rappelons que des structures similaires ont été décrites dans les Alpes occidentales au sein des massifs cristallins internes du Mont Rose (Matter, 1981) et du Grand Paradis (Carpena et Maihlé, 1984).

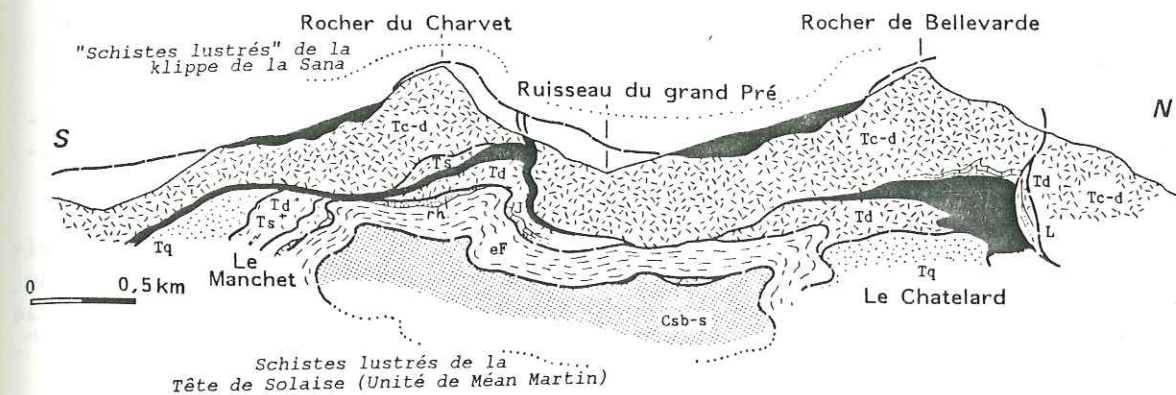


Fig. 88 : Coupe géologique du massif du Rocher du Charvet-Rocher de Bellevarde.

rh : Paléozoïque ; Tq : quartzites du Trias inférieur ; Tc-d : Trias calcaréodolomitique ; Ts : schistes noirs (Carnien?) ; J-c-e : marbres du Malm et Marbres chloriteux du Crétacé supérieur-Eocène inférieur.

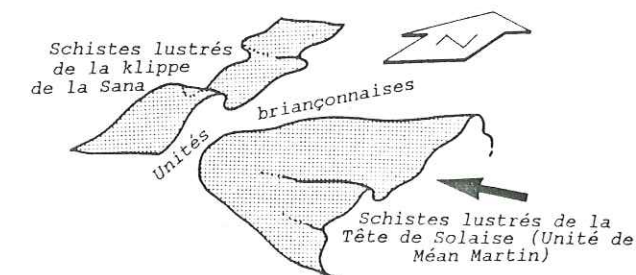


Fig. 89 : Tectonogramme schématique de la structure du massif Rocher du Charvet-Rocher de Bellevarde.

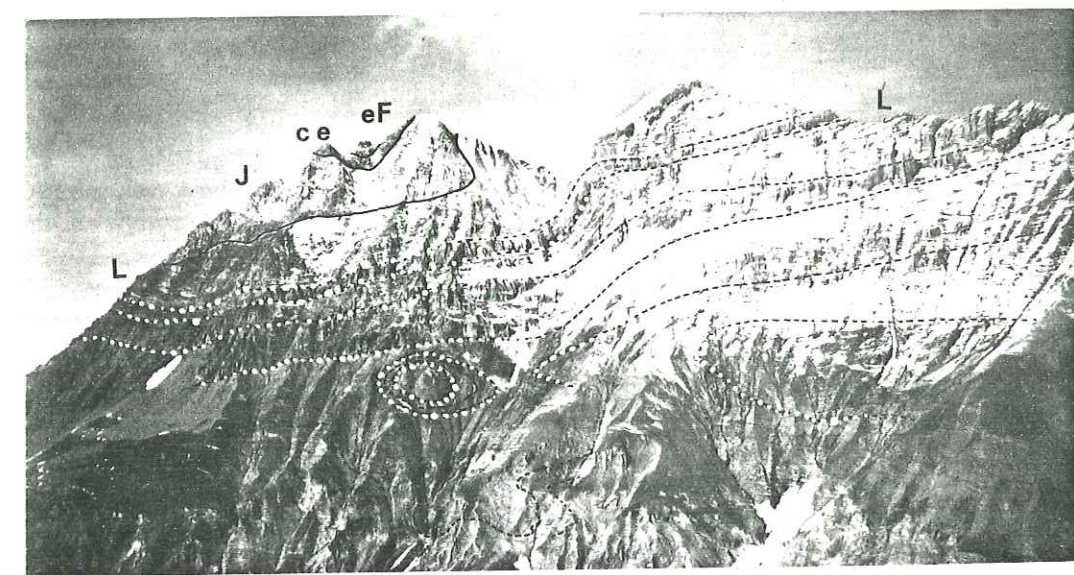


Fig. 90 : Les plis de la face sud-est de la Grande Casse.

L : Lias ; J : Malm ; c-e : Crétacé supérieur-Eocène inférieur ; eF : Eocène

2.1.3. Les plis de nappes en "flammes"

En différents secteurs de Vanoise orientale les contacts anormaux entre Briançonnais et "Schistes lustrés" sont déformés en plis isoclinaux serrés aux géométries évoquant des "flammes". Un exemple de ces structures est observable aux Pointes du Chatelard; un autre correspond à la digitation de l'Iseran.

* Aux Pointes du Chatelard (Fig. 91), lorsque l'on suit les unités briançonnaises depuis les Roches Blanches vers le sommet des Pointes du Chatelard, on constate qu'elles s'amenuisent pour former une lame de faible épaisseur, parfois discontinue, qui cisaille la base des "Schistes lustrés" de la Pointe du Géfret. Elles sont aplaties selon le plan de la dernière foliation observable dans ce secteur. Cette lame a valeur d'anticlinal de nappes couché totalement écrasé. Elle tronque un contact tectonique antérieur plissé séparant les unités de "Schistes lustrés" de Lanslebourg et de Méan Martin (cf. § II.b.).

* La digitation de l'Iseran (Raguin, 1929 et 1930; Ellenberger, 1958) est très probablement une structure de même type. Les terrains qui la composent sont de cachet briançonnais (cf. II^{ème} Partie, Ch. II, § C.), aussi peut-on penser qu'ils faisaient initialement corps avec les autres unités briançonnaises. Ces lambeaux sont actuellement emballés dans des cargneules formant une grande lame au sein des "Schistes lustrés" qui se suit, du Sud-Ouest vers le Nord-Ouest, depuis le versant sud du Signal de Méan Martin jusqu'en haut Val de Rhême (soit sur plus de 15 km.). Elle emprunte notamment le versant sud du Col de l'Iseran, le Col Pers, le cirque du Prariond et passe par la Pointe de la Galise. Cette structure grossièrement plane plongeant vers l'Ouest-Nord-Ouest dessine localement des plis couchés avec les "Schistes lustrés" (versant sud-ouest de la Pointe de la Galise; Polino et Dal Piaz, 1978). Elle tronque des contacts tectoniques au sein des Schistes lustrés (cf. § II.b.).

Au Nord-Est du terrain étudié, la terminaison septentrionale de la digitation de l'Iseran peut difficilement être étudiée car elle est en grande partie masquée par les glaciers du haut Val de Rhême; en revanche, sa terminaison méridionale affleure bien (Fig. 92). Les cargneules qui lui correspondent se suivent jusqu'au Sud-Ouest de la Brèche des Buffettes. A cet endroit, des boudins calcaréo-dolomitiques décimétriques sont emballés dans les cargneules; ces boudins sont comparables à ceux des Roches Blanches et de la fenêtre de Lanslebourg (cf. ci-dessous). Progressivement, les cargneules s'amenuisent pour ne former qu'un jalon discontinu, puis disparaissent totalement au droit sud du Signal de Méan Martin dans une surface de cisaillement qui se suit jusqu'au glacier de Méan Martin (Fig. 92). Cette surface se situe en contrebas du contact basal de l'unité de Méan Martin, dans les calcschistes et marbres de l'unité de Lanslebourg dont elle tronque les barres de marbres. Le cisaillement se perd dans les parois de la Croix de Dom Jean Maurice mais il est probable que celui-ci se prolonge dans les versants dominants Bessans au Nord-Ouest, entre les barres de marbres qui se développent, sans troncature ou plissement significatif, depuis la région de Méan Martin jusqu'au Col de la Madeleine (cf. II^{ème} Partie, Ch. III, § C.).

* Les lambeaux de matériel briançonnais des Pointes du Chatelard et la digitation de l'Iseran peuvent être interprétés comme des plis de nappes aplaties parallèlement à la foliation régionale au cours des stades successifs de la déformation. L'acquisition de la géométrie en "flammes"

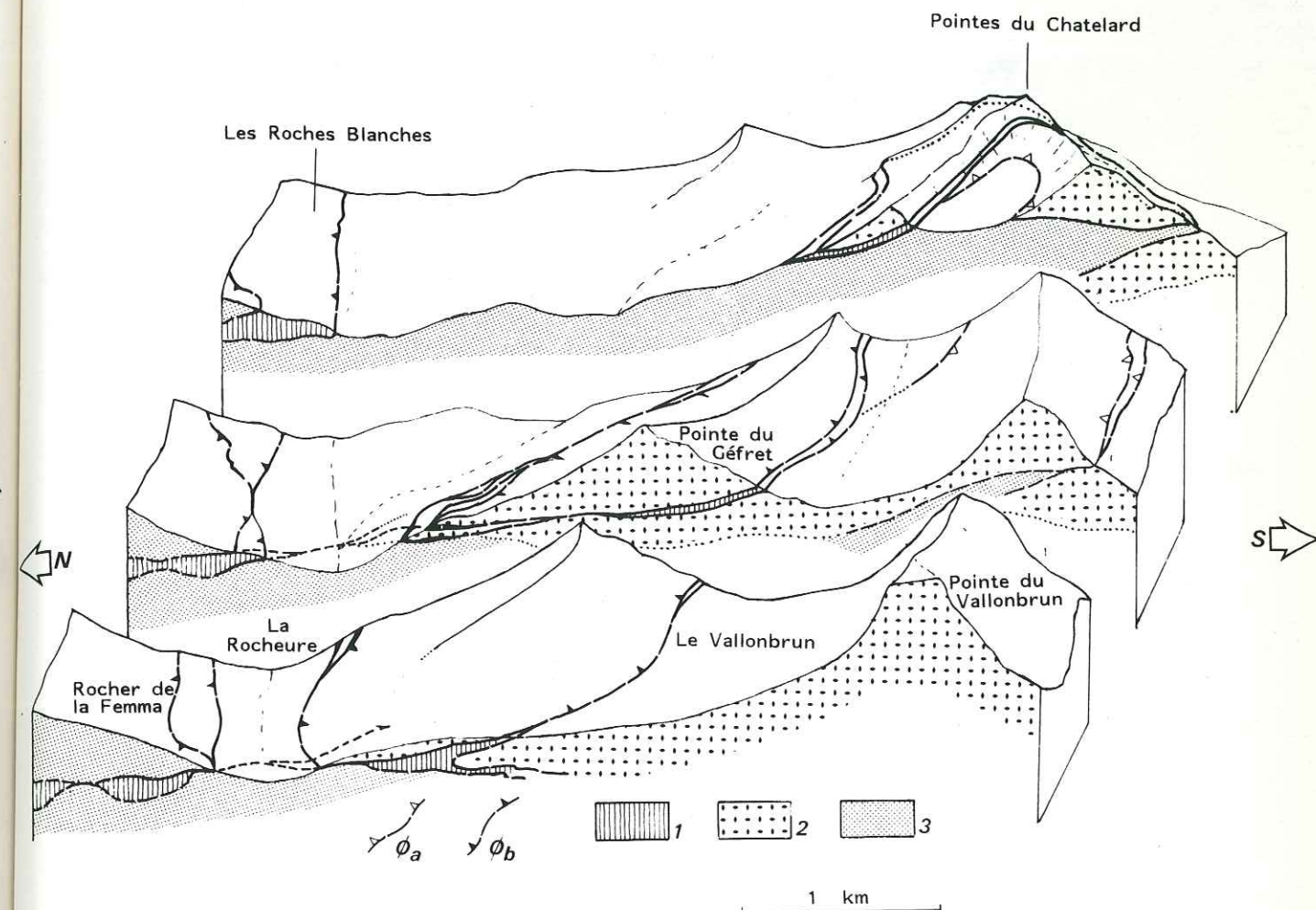


Fig. 91 : Déformation complexe entre "Schistes lustrés" et unités briançonnaises dans le secteur des Pointes du Chatelard.

1- Terrains briançonnais ; 2- "Schistes lustrés" de l'unité de Lanslebourg ; 3- "Schistes lustrés" de l'unité de Méan Martin.

ϕ_b : contact "Schistes lustrés" - Briançonnais affecté par des plis isoclinaux en "flammes" et recoupant des chevauchements au sein des "Schistes lustrés" plus anciens (ϕ_a).

de ces structures, ainsi que celle des plis transverses, est contemporaine d'un important étirement est-ouest associé à un boudinage des mégastructures.

2.1.4. Le mégaboudinage est-ouest.

Les meilleurs exemples de boudinage à grande échelle sont fournis par les affleurements des Roches Blanches (Fig. 93) et ceux de la fenêtre de Lanslebourg (Fig. 82 et 83). Dans ces deux cas, les mégaboudins sont constitués d'éléments compétents disjoints de séries triasiques (formations calcaréo-dolomitiques et quartzites dans la fenêtre de Lanslebourg). Ces boudins sont tronçonnés de manière cassante; leurs grands axes (correspondant à la direction d'étirement) sont orientés parallèlement aux mégastructures plicatives est-ouest. De part et d'autre de ces corps demeurés rigides, les cargneules et les "Schistes lustrés" ont flué de manière

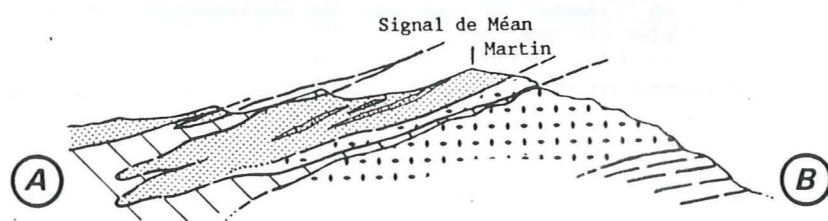
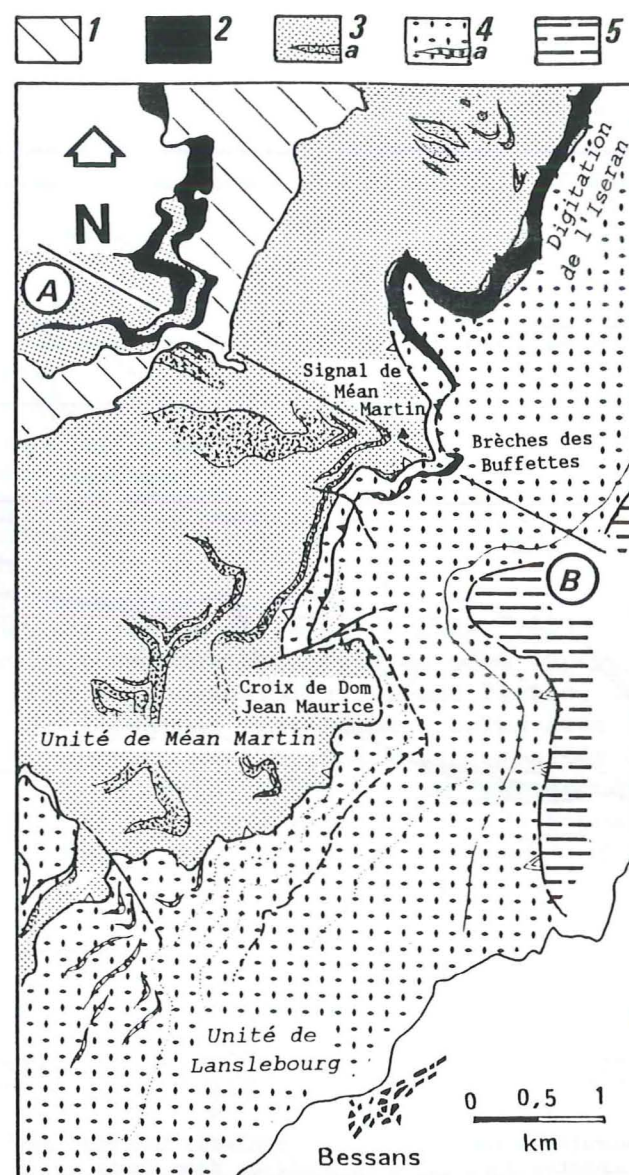


Fig. 92 : Carte structurale de la terminaison méridionale de la digitation de l'Iseran.

1- Terrains briançonnais ; 2- Cargneules ; 3- "Schistes lustrés" de l'unité de Méan Martin, a : prasinites ; 4- "Schistes lustrés" de l'unité de Lanslebourg a : gneiss albitiques ; 5- "Schistes lustrés" des unités océaniques inférieures.

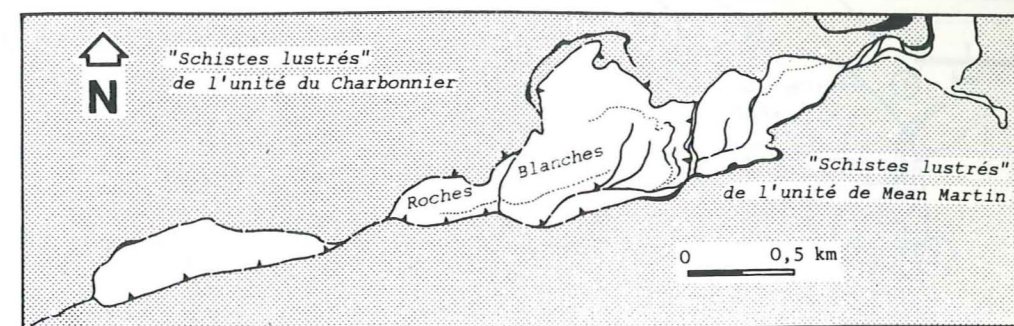


Fig. 93 : Carte structurale des mégaboudins kilométriques des Roches Blanches (haute vallée de la Rocheure).

en blanc : Terrains briançonnais (essentiellement Trias calcaréo-dolomitique)
en gris : "Schistes lustrés".

ductile (Fig. 93). Certains lambeaux de matériel briançonnais isolés au sein des "Schistes lustrés", comme par exemple ceux de la fenêtre de Lanslevillard (Fig. 82 et 83), peuvent également représenter de tels corps boudinés.

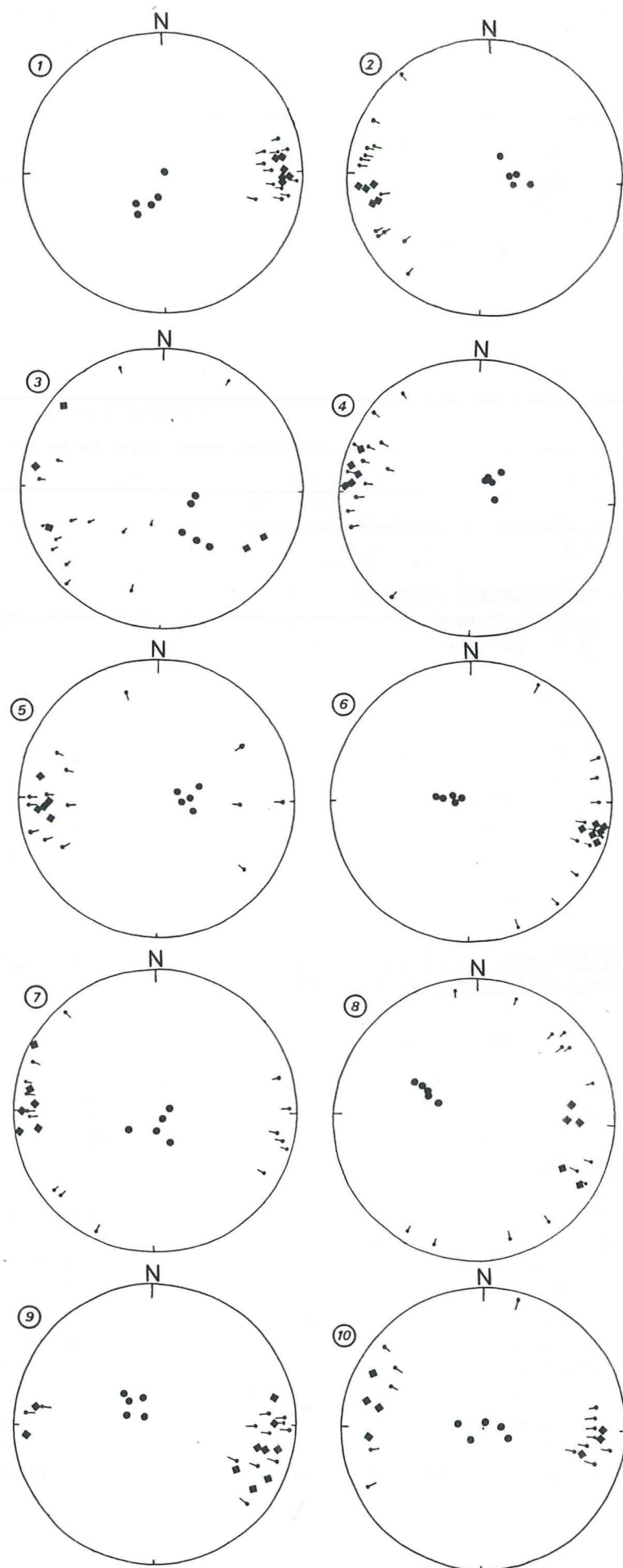
Des structures comparables ont été décrites et interprétées de manière semblable en d'autres parties de la chaîne et en particulier dans les "Schistes lustrés" du Queyras (Tricart et Lemoine, 1986 a et b). Ce boudinage affecte aussi bien les structures de nappes en "flammes", c'est le cas pour les Roches Blanches et pour la digitation de l'Iseran ; cf. supra, que les plis de nappes transverses (c'est le cas pour la fenêtre de Lanslebourg, les Rochers de Pierre Brune, le Pélaou Blanc etc... ; cf. coupes sériées, Pl. h.t. n° 2).

2.2 Aperçu sur les méso- et microstructures associées aux plis transverses et aux plis en "flammes".

* La foliation.

L'ensemble des formations des unités briançonnaises et des unités de "Schistes lustrés" a acquis lors de la formation des plis transverses une foliation très marquée qui devait être subhorizontale avant les bombements tardifs à grands rayons de courbure (cf. § b.).

L'intensité de la déformation associée à cette foliation est très hétérogène selon la lithologie des matériaux et selon leur position structurale. La foliation est matérialisée par la cristallisation de micas blancs dans les surfaces de schistosité de plan axial des plis transverses qui correspondent à des surfaces d'aplatissement important. Elle moule les corps de dolomies, de serpentinites et de gabbros qui n'ont été affectés que par une schistosité fruste et localisée et qui se sont comportés comme des matériaux durs et cassants lors de la déformation. Cette foliation est d'autant mieux exprimée que l'on se situe dans les flancs de plis laminés ou à proximité des contacts anormaux antérieurs plissés. Ces derniers ont dû rejouer, au moins partiellement, lors de cette phase de déformation.



Caneva de Schmidt
projection hémisphère inférieure

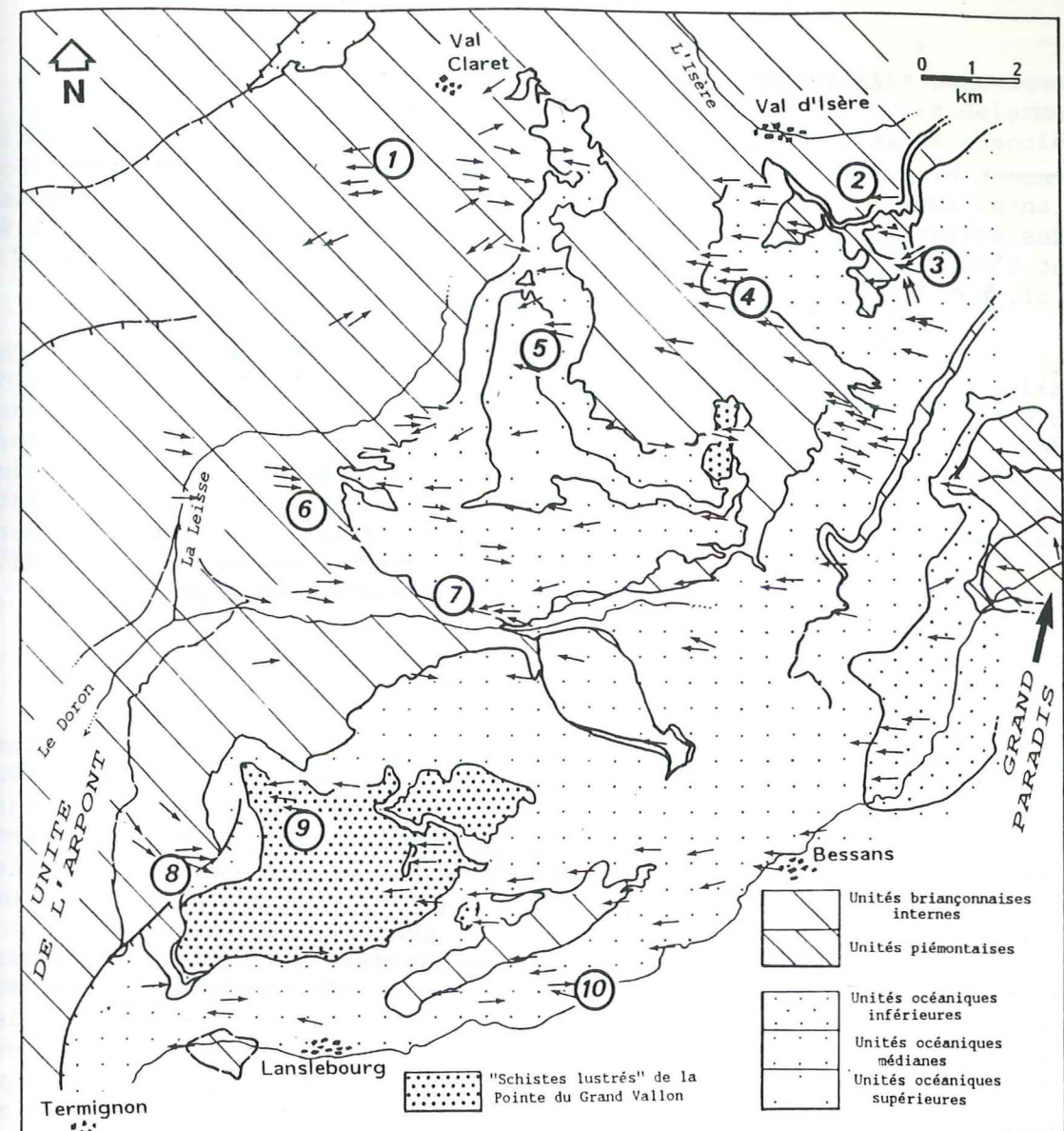


Fig. 95 : Carte de positionnement des sites de mesures microtectoniques et carte des linéations (le sens de la flèche indique la direction de plongement de la linéation).

Fig. 94 : Stéréogrammes cumulatifs des mesures d'axes de plis (•), de pole de schistosité (●) et de linéations (minérales et/ou d'étirement, ♦).

* *La linéation d'étirement.*

Les linéations associées aux plis transverses sont particulièrement bien représentées et montrent des directions remarquablement constantes dans l'ensemble des unités de Vanoise orientale. Elles présentent des orientations globalement est-ouest (entre N 80° et N 120° ; Fig. 94 et 95), sauf aux endroits où elles ont été réorientées par les plis N 60° (cf. § d.1.).

Ces linéations sont bien visibles sur les plans de foliation. Elles sont matérialisées par un fort étirement d'objets variés (éléments bréchiques, silex, nodules minéralisés, fossiles...) et par un boudinage des niveaux compétents (dolomies, prasinites, serpentinites...). Elles coïncident avec une nette linéation minérale caractérisée par des cristallisations orientées dans le plan de foliation (allongement de cristaux de quartz et de calcite, stries de phyllosilicates, aiguilles ou rosettes d'amphiboles bleues dont les cristaux les mieux développés sont parallèles à cette linéation, queues de cristallisation d'épidotes etc...).

* *Le plissement.*

Les méso- et microplis que l'on peut relier aux mégastructures plicatives transverses admettent la foliation régionale comme schistosité de plan axial. Leurs axes sont très généralement courbes et présentent une importante dispersion dans le plan de foliation. Ces axes montrent cependant la très nette particularité d'être, en moyenne, subparallèles à la linéation d'étirement régionale (Fig. 94) et subparallèles aux mégastructures plicatives. Les plis sont, en général, isoclinaux ; ils ne montrent aucun sens de déversement cohérent dans les sections normales à la linéation d'étirement est-ouest. De plus, on constate que ces déversements se contrarient de manière générale à l'échelle même de l'affleurement (Fig. 96). Les charnières de plis sont systématiquement courbes et il n'est pas rare d'observer des structures décimétriques à métriques en "languettes" ou en "fourreaux" (Cobbold et Quinquis, 1980 ; Faure et Malavieille, 1980 ; Mattauer et al., 1981 ; Fig. 97).

Très souvent également, on observe des figures d'interférences entre plusieurs plis successifs mais qui ne semblent pas pour autant correspondre à des familles différentes par leurs directions axiales (Fig. 94). Il n'a pas pu être déterminé si la genèse de ces figures de reprise et celle des plis à axes courbes sont liées à l'intervention d'une phase de déformation unique ou si elles résultent de la réorientation de charnières préexistantes par des plis surimposés.

On peut toutefois remarquer que la géométrie de ces structures plicatives et des microstructures associées est compatible avec une déformation par aplatissement rotationnel ou cisaillement simple. Il est ainsi possible d'interpréter ces structures comme la conséquence d'un continuum de déformation progressive au cours duquel les plis naissent et se replissent à nouveau dans une même phase de déformation (Brun et Choukroune, 1981).

Dans les unités briançonnaises, les microplis que l'on peut relier aux mégastructures transverses déforment une foliation métamor-

phique. Dans certaines unités de "Schistes lustrés" (unités océaniques inférieures et médianes, faisceau du Prariond), ces microplis déforment des foliations métamorphiques et des plis précoces antérieurs associés à des linéations minérales bien marquées.

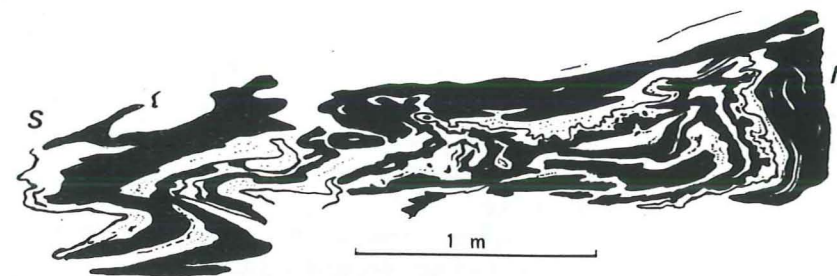


Fig. 96 : Microplis complexes montrant des directions de déversement apparent variables (base nord des escarpements du Plateau du Turc ; dessin d'après photographie).

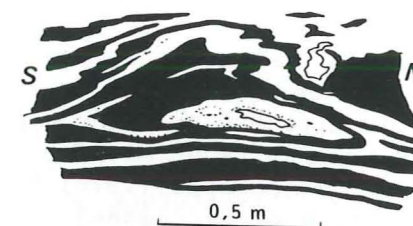


Fig. 97 : Section normale de pli en fourreau (versant nord des Rochers de Pierre Brune ; dessin d'après photographie).

2.3. Le problème des directions de transport associées aux plissements transverses.

Diverses méso- et microstructures peuvent être utilisées pour préciser les directions de transport de matière associées à la genèse des plis transverses (sens de rotation des boudins isolés, formes de cristallisation dissymétriques d'ombres de pression, aspect du tronçonnement de certains phénoclastes...). A l'échelle régionale, ces critères de rotation indiquent une bonne cohérence de la direction de cisaillement qui est, dans le cas général, subparallèle à la linéation d'étirement est-ouest. Il n'en va pas de même pour le sens de cisaillement qui montre tantôt des mouvements d'Ouest en Est, tantôt d'Est en Ouest. L'empreinte superposée des structures plissées est-ouest (que l'on peut considérer en terme de déformation progressive ; cf. supra) rend difficilement interprétable ces observations. L'hétérogénéité de ces sens de cisaillement peut cependant être attribuée à des mouvements différentiels dans un même continuum de déformations compressives est-ouest responsables du serrage de l'édifice de nappes de Vanoise orientale.

3°/- Conclusions sur les déformations plicatives affectant l'édifice de nappes.

L'édifice de nappes résultant de l'empilement des unités briançonnaises et de la mise en place des unités de "Schistes lustrés" sur le Briançonnais a été déformé par diverses générations de plis synschisteux. On peut, parmi ces structures, distinguer notamment une famille de plis locaux orientés Nord Est-Sud Ouest et une famille de plis à axes courbes orientés en moyenne selon une direction est-ouest. La première famille de plis mentionnée joue un rôle relativement mineur dans la structure de la Vanoise interne; la seconde, en revanche, commande l'essentiel des structures plicatives observables dans ce secteur et peut à ce titre être considérée comme la phase majeure de plissement. La géométrie finale de cette seconde famille de plis est contemporaine d'un intense étirement est-ouest (parallèle à l'orientation moyenne des axes de plis); elle est également contemporaine d'un intense aplatissement suivant les plans de foliation. Ces déformations plicatives ont conduit à un édifice de nappes complexe montrant notamment des plis couchés (synclinaux et anticlinaux de nappes) en "langues", en "fourreaux" ou en "flammes". Ces structures peuvent être interprétées comme le résultat d'effets cumulés de plissements dans un continuum de déformations en compression globalement est-ouest.

Ces structures plissées transverses de Vanoise s'apparentent aux déformations du même type connues assez généralement dans les zones internes alpines et pour lesquelles il a été souligné à de multiples occasions qu'elles sont associées à des transports de matière selon une direction est-ouest (voir notamment, Laurent et Etchecopar, 1976; Mattauer et Tapponnier, 1978; Caby et al., 1978; Malavieille et al., 1984).

e- L'édifice de nappes de Vanoise orientale.

1°/- Les chevauchements impliquant le Briançonnais.

A l'exception des contacts cisailants tardifs de la région du Plan du Lac - Entre deux Eaux, les chevauchements entre unités briançonnaises et la surface de charriage des "Schistes lustrés" ont été affectés par les déformations synmétamorphiques décrites au paragraphe précédent. Ils sont donc antérieurs, tout comme certains chevauchements observables au sein des "Schistes lustrés" dans lesquels du matériel briançonnais est pris.

Ces contacts sont fréquemment injectés de cargneules et parfois de gypse. Cependant, ils sont parfois francs et, du fait qu'ils sont scellés par un métamorphisme HP-BT, il est alors difficile de les distinguer directement d'authentiques contacts stratigraphiques, sans le contrôle de la cartographie. Ces chevauchements tronquent des plis observables dans certaines unités briançonnaises (cf. infra). Il n'est, bien sûr, pas possible de décrire ici tous ces contacts; on se contentera d'examiner quelques exemples ayant un intérêt structural particulier. Ils concernent la racine de l'unité de la Grande Motte, le contact frontal des unités de "Schistes lustrés" et les contacts basaux des unités sommitales de l'édifice.

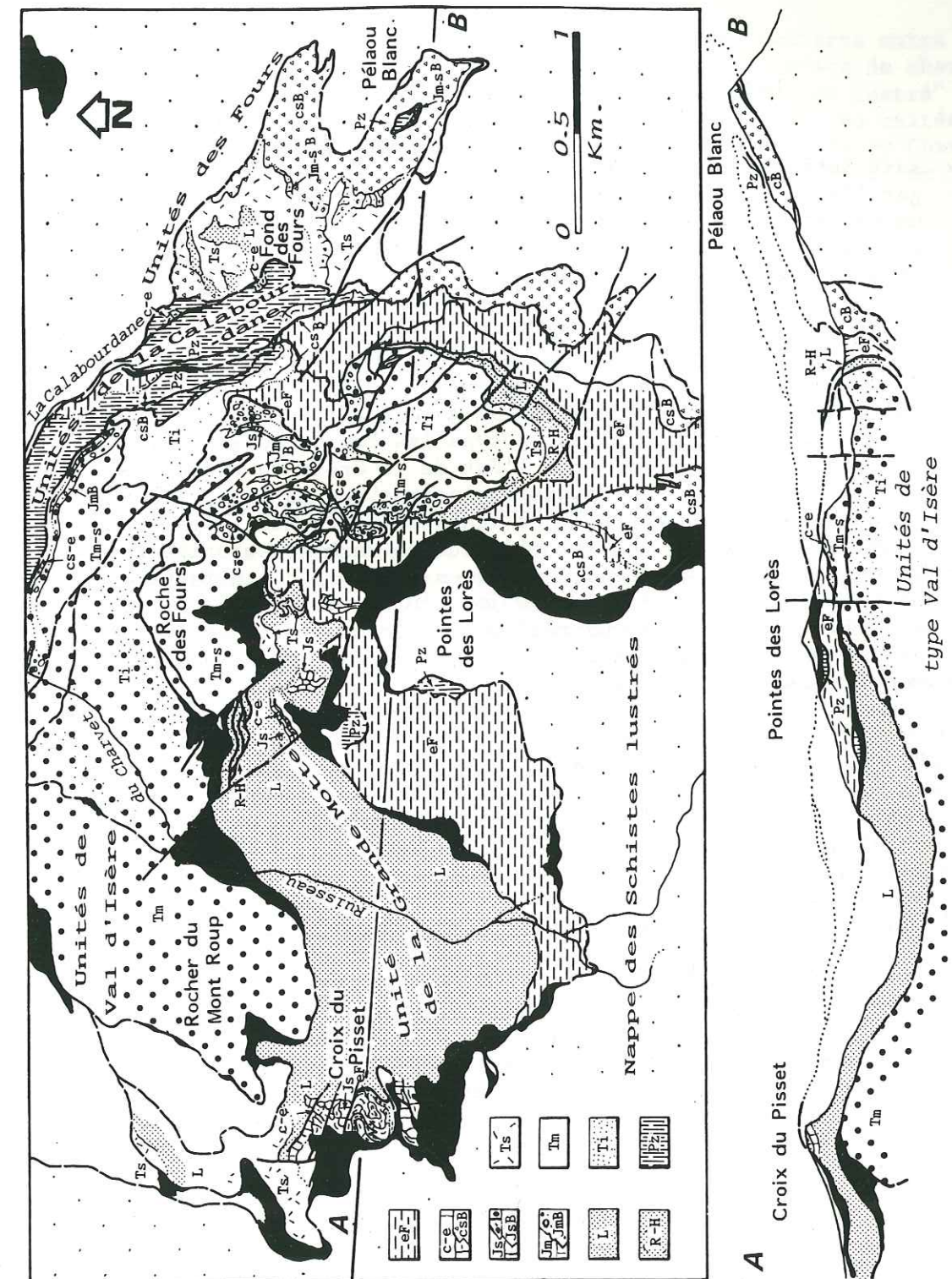


Fig. 98 : Carte structurale interprétative du secteur de la Roche des Fours montrant l'enracinement de l'unité de la Grande Motte entre les unités de type Val d'Isère et celles de type Calabourdane et les Fours.

eF : Schistes de Pralognan (Eocène); c-e : Marbres chloriteux (Crétacé supérieur-Eocène inférieur); CsB : mégabèche à matrice de Marbres chloriteux (Crétacé supérieur); Js : marbres du Malm (JsB : faciès bréchiqes); Jm : marbres du Dogger supérieur (JmB : faciès bréchiqes); L : calcschistes et marbres à zones siliceuses (lias); Rh-He : Rhétien-Hettangien; Ts : Trias supérieur; Tm : Trias moyen; Ti : quartzites du trias inférieur; Pz : Paléozoïque; en noir : les cargneules.

1.1. La racine de l'unité de la Grande Motte.

Le problème de la racine de l'unité de la Grande Motte apparaissait intéressant à traiter car on considérait cette unité depuis Ellenberger (1958) comme "la plus interne des écaillés de Vanoise". De fait, cette unité est généralement directement chevauchée par les unités de "Schistes lustrés". C'est le dispositif que l'on observe dans les vallées de la Leisse et de la Rocheure (Fig. 4 et 82) et, au Sud du secteur étudié, sur le pourtour est et sud du massif de la Dent Parrachée.

Cependant, à l'Est de la Croix du Pisset, où l'unité de la Grande Motte réapparaît sous les "Schistes lustrés" de la Sana, on peut constater que cette unité est chevauchée à la fois par les unités briançonnaises de type Calabourdane et celles de type les Fours (Deville, 1986 b). Plus précisément, au Sud-Est et à l'Est de la Croix du Pisset, entre l'unité de la Grande Motte et les "Schistes lustrés" de la Sana, apparaît, coïncé tectoniquement, un ensemble de schistes noirs assez épais, présentant localement des lentilles ou des éléments de Marbres chloriteux et parfois des microbrèches à éléments dolomitiques. Il s'agit manifestement de Schistes de Pralognan épais (cf. II Partie, Ch. II, § A.11.d.). Ceux-ci sont séparés des "Schistes lustrés" qui les recouvrent par des bandes de cargneules et des écaillés de Paléozoïque. Ils se prolongent cartographiquement jusque dans la vallée de la Calabourdane (Fig. 98).

Au Nord de Méan Martin, entre les Schistes de Pralognan et les "Schistes lustrés", est intercalée tectoniquement une mégabrèche à matrice de Marbres chloriteux que l'on a rattachée aux unités de type Les Fours (cf. II Partie, Ch. II., § A.11.e.). Ainsi, vers l'Est, dans la région du Plan des Fours, l'unité de la Grande Motte est recouverte tectoniquement à la fois par les schistes noirs rattachés aux unités de type Calabourdane et par les unités de type Les Fours. L'ensemble de cet empilement tectonique a été ultérieurement plissé et présente, de ce fait, un déversement apparent vers l'Est (Fig. 98).

L'unité de la Grande Motte s'enracine donc entre les unités de type Val d'Isère et celles de type Calabourdane et Les Fours. Ceci constitue un argument structural important pour attribuer à l'unité de la Grande Motte une origine intrabriançonnaise (Deville, 1986 a et b) comme cela avait été initialement proposé par Caron et Gay (1977).

1.2. La surface de charriage des "Schistes lustrés".

Le contact des "Schistes lustrés" avec le Briançonnais est irrégulièrement déformé selon les secteurs considérés (cf. § d.). Cependant, ce contact correspond, très probablement, dans l'ensemble de la Vanoise orientale, à une même surface de chevauchement plissée. Le charriage a entraîné sur le Briançonnais un ensemble de terrains (pour certains déjà structurés antérieurement; cf. § 11.b.) constitué d'un empilement d'unités d'origines différentes (piémontaises, océaniques et "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon). Ce complexe structural représente un même ensemble transporté : la nappe des "Schistes lustrés" des auteurs.

Cette dernière, dans sa partie frontale, est relativement peu déformée avec les unités briançonnaises. Notamment le contact basal de la klippe complexe de la Sana, demeuré (à quelques replis près; cf. § d.) glo-

balement plan, donne probablement l'image des relations premières entre la nappe et les unités briançonnaises qui la supportent. La surface de charriage recoupe des chevauchements internes à la nappe des "Schistes lustrés" qui sont donc antérieurs. C'est notamment le cas du contact entre les unités de la Pointe de Fresse et du Charbonnier, de celui entre les unités du Charbonnier et du Roc Blanc et de celui entre les unités de Lanslebourg et de Méan Martin.

1.3. Les chevauchements injectés de matériel briançonnais au sein des "Schistes lustrés".

Dans deux cas il a été observé des écaillés calcaréo-dolomitiques et des bandes de cargneules jalonnant des contacts tectoniques au sein du complexe des "Schistes lustrés"; ces matériaux sont traînés à la base des unités sommitales (unités océaniques supérieures et klippe de la Pointe du Grand Vallon).

* Le contact basal des unités océaniques supérieures.

Dans la klippe composite de la Sana, les unités océaniques supérieures chevauchent l'unité océanique médiane du Charbonnier dont elles tronquent les structures et notamment des plis de grande ampleur (Fig. 68 et coupes sériees, pl. h.t. n° 2). Le contact est matérialisé en différents endroits par des bandes de cargneules et des lambeaux calcaréo-dolomitiques boudinés. Ceux-ci jalonnent la base de l'unité du Génepy dans le versant sud et la face nord de la Pointe de la Sana. Quelques rares lambeaux de dolomies s'observent également, à la base de l'unité du Grapillon à proximité de la Pointe du Grand Pré. Enfin, vers le Col de la Rocheure le contact basal des unités océaniques supérieures est injecté de cargneules qui se relient cartographiquement aux unités briançonnaises (Fig. 4 et 82).

* Le contact basal de la klippe de la Pointe du Grand Vallon.

La klippe de la Pointe du Grand Vallon chevauche l'unité de Lanslebourg avec laquelle elle est déformée en plis couchés (Fig. 78). La surface de chevauchement tronque les limites lithologiques dans chacun des compartiments qu'elle sépare, tant dans les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon que dans les calcschistes et marbres de l'unité de Lanslebourg. Au front de la klippe, elle affronte directement les cargneules du ruisseau de la Chavière qui sont solidaires du corps de la zone briançonnaise. En cet endroit, sont entraînés dans le chevauchement des calcschistes et marbres de l'unité de Lanslebourg, eux-mêmes imbriqués dans des cargneules, des écaillés de serpentinites et des lambeaux calcaréo-dolomitiques triasiques (la Turra de Termignon; cf. Fig. 78 et 82).

* On remarque donc sur ces deux exemples que certains chevauchements au sein de l'édifice des "Schistes lustrés" sont injectés de matériel briançonnais; ils ont donc nécessairement joué (ou rejoué) alors que le Briançonnais était déjà impliqué dans les déformations compressives alpines (ce qui n'est probablement pas le cas de la plupart des autres contacts entre unités de "Schistes lustrés"; cf. § 11.b.). Il est donc probable qu'ils aient joué (ou rejoué) au moment de la mise en place de la nappe des "Schistes lustrés" sur le Briançonnais.

Ces contacts pourraient correspondre à une seule et même surface de charriage entraînant les unités supérieures de "Schistes lustrés" les moins métamorphiques. Ces dernières (unités océaniques supérieures et

unité de la Pointe du Grand Vallon) participeraient ainsi à une même nappe sommitale couronnant l'édifice de Vanoise orientale.

2°/- Les premières structures décelables liées à la mise en place de l'édifice de nappes de Vanoise orientale.

2.1. Dans les unités briançonnaises.

Dans quelques unités briançonnaises, des plis précoces sont tronqués par les chevauchements plissés qui ont été décrits au paragraphe précédent. Ces plis sont eux-mêmes repris (avec l'ensemble des unités dans lesquelles ils apparaissent) par les déformations plicatives décrites au paragraphe d.

- Certains ont été mentionnés par Marion (1984) dans le massif de Bellegarde au sein de l'unité de la forêt des Etroits-Pointe du Front,
- d'autres apparaissent de manière spectaculaire dans le massif de Pramecou (Termier, 1891; Raguin, 1930; Ellenberger, 1958; Broudoux, 1985).

* Les plis de l'unité de la forêt des Etroits-Pointe du Front.

Cette unité se développe au Nord-Est et à l'Ouest de Val d'Isère; elle est constituée essentiellement de formations calcaréo-dolomitiques triasiques. La cartographie de ces terrains et, en particulier, de la limite entre marbres de l'Anisien supérieur-Ladinien inférieur et dolomies du Ladinien supérieur révèle dans l'unité un pli couché associé à des replis de moindre ampleur qui sont tronqués par les contacts anormaux de part et d'autre (Marion, 1984; Fig. 99).

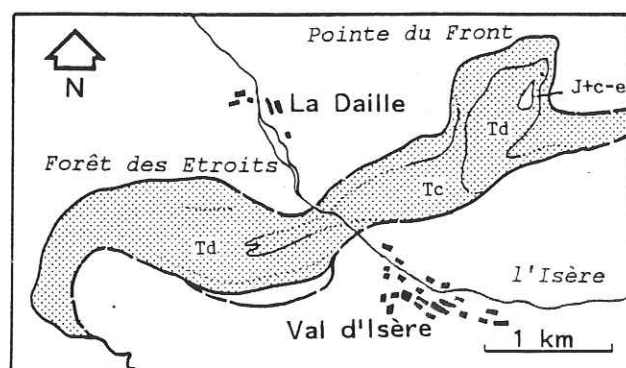


Fig. 99 : Les plis précoces de l'unité de la Forêt des Etroits-Pointe du Front (complété d'après Marion, 1984).

Tc : marbres de l'Anisien supérieur-Ladinien inférieur

Td : dolomies du Ladinien supérieur.

J+c-e : marbres du Jurassique supérieur et du Crétacé sup.-Eocène inf.

* Les plis du massif de Pramecou dans l'unité de la Grande Motte (Fig. 100).

La complexité structurale du massif de Pramecou a été soulignée par les différents auteurs ayant travaillé dans ce secteur depuis Termier (1891). Elle est due aux effets cumulés de différents épisodes de plissement. La plus ancienne génération de plis est cisailée par les chevauchements qui limitent l'unité de la Grande Motte dans ce secteur; une seconde génération a déformé à la fois les plis précoces et les chevauchements pré-cités.

* Au sein de certaines unités briançonnaises, on peut donc déceler des mégastructures plicatives précoces, antérieures ou au plus tard contemporaines, du jeu final des chevauchements décrits au paragraphe précédent. Il n'a pas pu être précisé si ces structures se sont accompagnées de recristallisations métamorphiques.

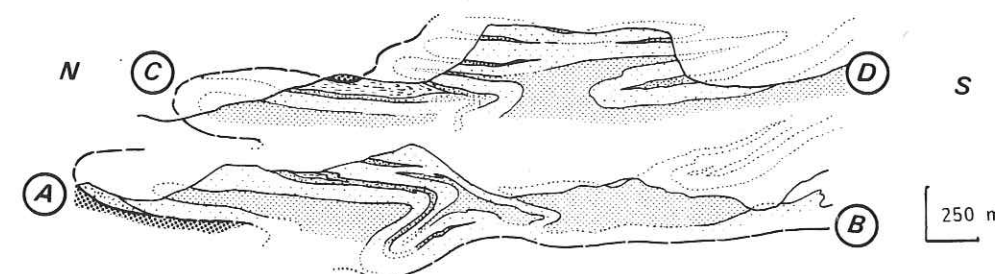
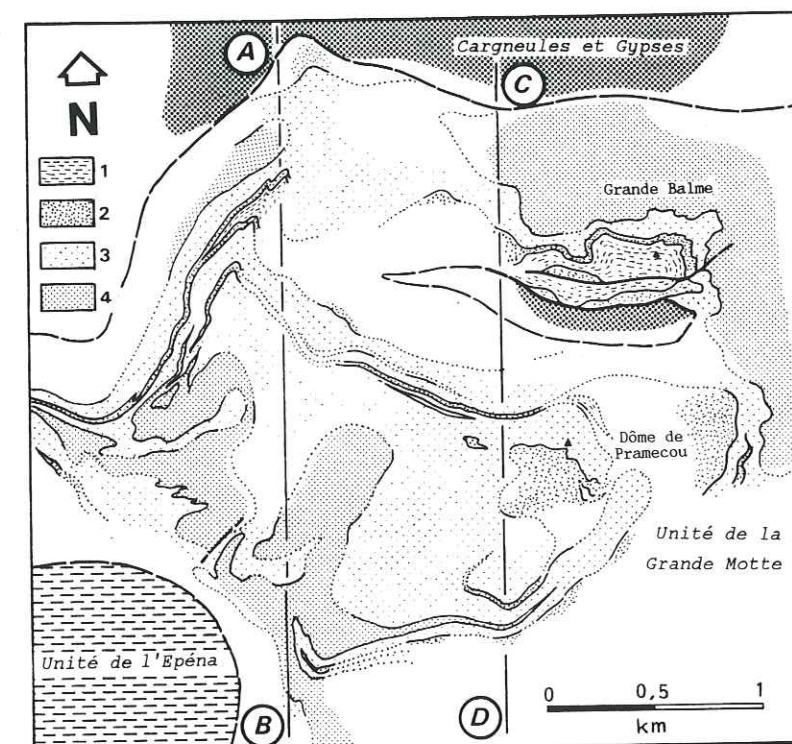


Fig. 100 : Carte structurale et coupes géologiques simplifiées du massif de Pramecou.

1- Schistes de Pralognan (Eocène); 2- Marbres chloriteux (Crétacé supérieur-Eocène inférieur); 3- Marbres homogènes (Dogger supérieur-Malm); 4- Calcschistes et marbres sombres à zones siliceuses (Lias).

2.2. Dans les "Schistes lustrés".

Le chevauchement des unités océaniques médianes sur les unités océaniques inférieures, visible au Nord de Bessans et à l'Est de Bonneval-sur-Arc, est tronqué au Nord-Est du terrain étudié par la digitation de l'Iseran (Fig. 3). De plus, il n'est pas jalonné de lambeaux de matériel briançonnais. Son jeu final peut donc être antérieur ou contemporain de la mise en place des "Schistes lustrés" sur le Briançonnais.

Par ailleurs, ce contact tronque les structures des unités océaniques inférieures (Fig. 52 et 82) et il met en contact des unités pour lesquelles l'apex du métamorphisme de haute pression a été de faciès schiste bleu sur des unités affectées par un métamorphisme éclogitique (Bocquet, 1974 ; Caby et al., 1978 ; Chopin, 1979 et 1981 ; Robert, 1979 ; cf. Ch. I.). Le jeu ultime de cet accident est donc nécessairement postérieur au métamorphisme éclogitique qui, en Vanoise orientale, est daté radiométriquement du Crétacé supérieur (entre 90 et 65 M.a., âges "éocalpins").

3°/- Conclusion sur la genèse de l'édifice de nappes de Vanoise orientale.

L'analyse des structures chevauchantes rapprochant, au sein de l'édifice de nappes de Vanoise orientale, des domaines paléogéographiques ou des ensembles d'unités de métamorphisme précoce différents a permis de classer chronologiquement et de manière relative plusieurs générations de chevauchements et de plis.

Ceci n'implique pas nécessairement que des laps de temps importants aient séparé les diverses générations de structures considérées dans ce paragraphe. Il est vraisemblable que ces chevauchements aient pris naissance au cours d'une même déformation progressive responsable de l'arrivée du complexe des "Schistes lustrés" sur le Briançonnais en cours de déformation.

Ces déformations associées à la genèse de l'édifice de nappes de Vanoise orientale, sont postérieures à l'Eocène inférieur (âge des derniers dépôts datés préservés dans les unités briançonnaises internes) et antérieures au métamorphisme qui affecte l'édifice vers 38-40 M.a, c'est à dire dans le courant de l'Eocène moyen-supérieur.

II. LA PHASE DE DEFORMATION SENONIENNE.

a- L'enregistrement sédimentaire d'une déformation sénonienne.

* Les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon proviennent du métamorphisme d'une formation terrigène, à faciès flysch, déposée durant le Crétacé terminal. Ces "Schistes lustrés" sont donc corrélables, au métamorphisme près, par leur faciès et par leur âge, au Flysch à Helminthoïdes. Leur dépôt a été interprété comme la conséquence sédimentaire d'une phase tectonique ayant affecté les domaines les plus internes de l'orogène durant le Sénonien (cf. II Partie, Ch. IV).

La source du matériel terrigène était alors probablement interne car on ne connaît pas, à cette époque, d'érosions importantes dans les domaines plus externes (en particulier dans le Briançonnais) où les dépôts sont fondamentalement pélagiques et carbonatés. Il est donc probable que ce soit la déformation de la marge sud-alpine qui soit à la source de ces apports détritiques, interprétation d'ailleurs généralement proposée pour la genèse du Flysch à Helminthoïdes (Elter et al., 1966 ; Kerkhove, 1969 ; Haccard et al., 1972). L'absence de matériel ophiolitique remanié dans ces formations du Crétacé terminal correspond probablement au fait que l'espace océanique téthysien était déjà suturé à cette époque et que le dépôt du Flysch à Helminthoïdes et de ses équivalents métamorphiques s'est fait en discordance sur cette suture.

* Les mégabèches à matrice de Marbres chloriteux des unités des Fours, équivalentes à celles de la Tsanteleina (cf. II Partie ; Ch. II, §.A.II.e) ont été interprétées comme des dépôts de pied d'escarpement de failles. Elles témoignent d'importants événements distensifs et/ou décrochants (?) affectant la bordure interne du Briançonnais durant le Crétacé supérieur. Cette tectonique cassante est probablement contemporaine des déformations compressives synmétamorphiques "éocalpines" qui ont affecté les domaines les plus internes au cours du Sénonien (Caby et al., 1978 ; Marion, 1984).

b- Les marques structurales et métamorphiques de déformations compressives sénoniennes.

* Les accidents tangentiels des environs de Bonneval-sur-Arc (chevauchements séparant les unités océaniques inférieures et chevauchement séparant ces dernières du massif du Grand Paradis et de sa première enveloppe métasédimentaire) sont certainement les témoins de cette tectonique compressive. Ils séparent des unités dans lesquelles les formations les plus récentes ont été rapportées à la base du Crétacé supérieur (cf. II partie, Ch. III, §.B). Par ailleurs, dans les contacts qui séparent les unités océaniques inférieures, s'observent localement des mylonites recristallisées (correspondant notamment aux gisements de magnétite du Môlard et de Machefer, Raguin, 1930 ; Bocquet, 1974). Ces mylonites sont recristallisées en faciès éclogitique (voir description minéralogique détaillée in Bocquet, 1974, p. 319). L'empilement des unités océaniques inférieures a donc été scellé par le métamorphisme éclogitique⁽¹⁾ qui est daté en Vanoise orientale du Sénonien (cf. III partie, Ch. I).

De plus, les contacts qui séparent les unités océaniques inférieures sont jalonnés d'écaillés arrachées au domaine piémontais (gneiss et carbonates de plate-forme calcaréo-dolomitiques ; cf. cf. II Partie, Ch. II, §.C). Il est ainsi légitime de considérer que l'empilement

(1) Entre le massif du Grand Paradis et les unités océaniques inférieures, il a été mis en évidence une différence de métamorphisme, avec des pressions plus fortes dans le socle du Grand Paradis mais il s'agit là, plus d'une nuance de métamorphisme que d'une saute importante (Chopin, 1981).

des unités océaniques inférieures soit contemporain de leur mise en place sur la bordure de la marge européenne (domaine piémontais) durant le Sémonien.

La mise en place a probablement été contemporaine de déformations plicatives importantes ; en effet, au sein de l'unité du Rocher du Château (une des unités océaniques inférieures) s'observe un pli couché kilométrique à cœur de serpentinites enveloppées par leur propre couverture sédimentaire (cf. III Partie, Ch. III, §.B). Les chevauchements qui limitent l'unité du Rocher du Château (cf. ci-dessus) ne participent pas à ce pli et le tronquent de part et d'autre (Fig. 101); ils sont donc contemporains ou antérieurs au plissement qui daterait ainsi également du Sémonien.

Dans les unités océaniques médianes affectées par un métamorphisme HP-BT sénonien et dans les unités océaniques supérieures peu ou non métamorphisées à cette époque (cf. III Partie, Ch. I), les contacts tangentiels les plus anciens reconnaissables à cette époque pourraient être contemporains de cet épisode éoalpin. Ils seraient alors également la marque de la première obduction d'ensemble du domaine océanique sur la marge européenne.

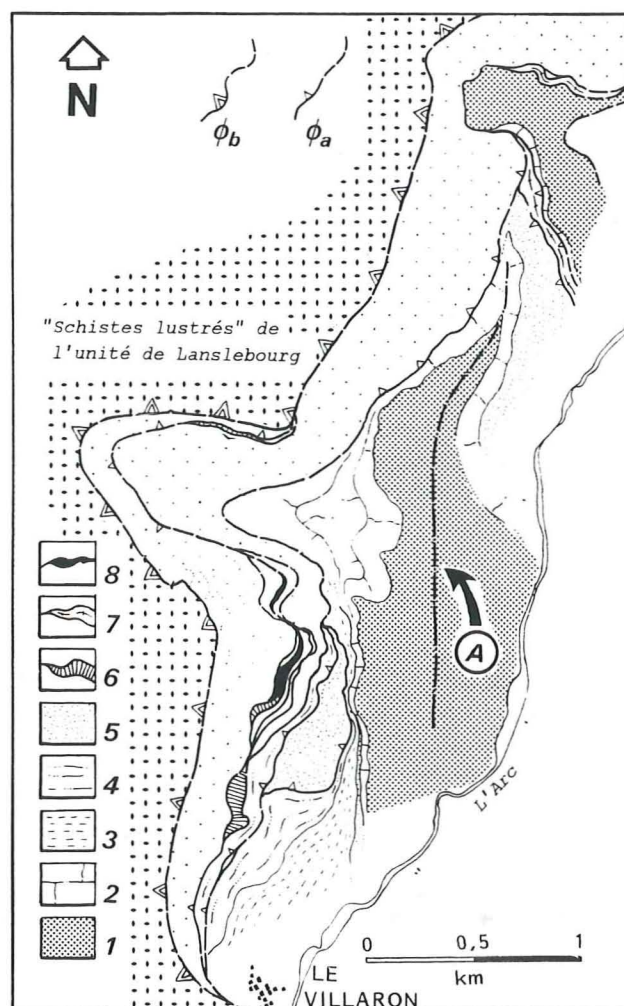


Fig. 101 : Carte structurale des environs nord du Villaron.

1. Serpentinites ; 2. Marbres à blocs d'ophiolites ; 3. Calcschistes et marbres gréseux ; 4. Métaradiolarites ; 5. Prasinites ; 6. Ecailles calcaréo-dolomitiques et cargneules ; 7. Ecailles de gneiss ; 8. Mylonites.

Φ_A: Contacts tectoniques précoces scellés par un métamorphisme éclogitique ; Φ_B: Contact tectonique postérieur au métamorphisme éclogitique.

A. Axe du pli couché de l'unité du Rocher du Château.

III. L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE D'UNE DEFORMATION COMPRESSIVE DURANT LA BASE DU CRETACE SUPERIEUR.

De puissants dépôts détritiques de la base du Crétacé supérieur dans lesquels sont remaniés du matériel ophiolitique et du matériel continental, sont présents dans les unités océaniques et dans les unités piémontaises. On les a interprétés comme les conséquences sédimentaires d'un événement tectonique ayant affecté le fond océanique et des domaines continentaux (cf. II Partie, Ch. II et III). Dans le domaine piémontais ces dépôts reposent sans discordance apparente sur les formations sous-jacentes et renferment localement d'importants horizons détritiques ophiolitiques (Marthaler et al., 1986). Par ailleurs, ils sont absents dans le Briançonnais où l'on n'observe, durant le début du Crétacé supérieur, qu'une modification de l'environnement sédimentaire caractérisée notamment par la formation d'encroûtements minéralisés (cf. II Partie, Ch. II, §.A.II.b et c). Aussi est-il probable que la source de ces apports détritiques soit interne, bien que certaines turbidites pélagiques aient pu provenir du Briançonnais (Marthaler, 1984 ; Marthaler et al., 1986). Ces dépôts détritiques de la base du Crétacé supérieur ont ainsi enregistré les premières tectoniques compressives initiant la fermeture de l'océan téthysien.

IV. LES DEFORMATIONS DISTENSIVES TRIASICO-JURASSIQUES LIEES A L'OUVERTURE OCEANIQUE ET A L'ELABORATION DE LA MARGE EUROPEENNE.

* L'ouverture océanique.

Les brèches de la fin du Dogger (début du Malm ?) présentes à la fois dans les unités de la marge européenne (Unités de Val d'Isère) et dans les unités océaniques (notamment dans les unités océaniques inférieures), sont la marque d'un événement distensif important. Cet événement est lié d'une part, à l'effondrement de la marge européenne menant à la généralisation de la sédimentation pélagique à la fin du Malm et, d'autre part, à l'apparition du fond océanique téthysien (cf. II Partie, Ch. II et III).

* Le rifting téthysien.

Les formations liasiques présentes dans les unités briançonnaises et piémontaises correspondent à d'anciens sédiments déposés dans différents sillons (actuelles unités de la Grande Motte, des Fours et du Prariond), dont la genèse est associée au jeu de failles distensives, lors du rifting téthysien. C'est pendant la distension liasique que se sont individualisées les différentes aires paléogéographiques alpines correspondant aux différents ensembles d'unités issus de la marge européenne distinguées dans la II^{ème} Partie, au Chapitre II. Ce sont probablement les anciennes failles liasiques qui ont été réutilisées, lors des déformations compressives alpines, pour donner naissance aux principaux contacts tangentiels.

* Les instabilités triasiques.

Le dépôt des sédiments siliceux du Trias inférieur accompagne les premières distensions de l'histoire alpine de ce secteur téthysien; puis, lors du Trias moyen-supérieur, le dépôt de brèches à divers niveaux enregistre les instabilités liées à la subsidence de la plate-forme carbonatée durant la période pré-océanique.

C. CONCLUSION DE L'ETUDE TECTONIQUE.

A l'issue de l'analyse des différents traits tectoniques reconnus en Vanoise orientale il est possible de distinguer plusieurs grandes étapes de structuration alpine.

- Les plus anciens événements tectoniques datent de l'élaboration de la marge européenne et de l'ouverture océanique. Ils s'enregistrent grâce aux manifestations synsédimentaires associées ; leur importance a été soulignée dans l'étude stratigraphique.

- Les autres sont contemporains de la fermeture de l'aire océanique téthysienne puis de l'incorporation de l'ensemble des terrains de Vanoise orientale dans la chaîne en formation.

- Parmi ceux-ci :

1°/- Les premiers événements compressifs alpins sont décelables dès la base du Crétacé supérieur. Ils n'ont été perçus que grâce aux manifestations sédimentaires qui leurs sont associées (important détritisme, en partie ophiolitique, déposé dans les domaines internes piémontais et océanique).

2°/- Un événement tectonique synmétamorphique a affecté les unités piémontaises et l'essentiel des unités océaniques au cours du Sénonien. Il est responsable du charriage d'unités océaniques sur le bord de la marge européenne et porte l'empreinte de recristallisations métamorphiques scellant les plans de chevauchements. Son âge, manifestement postérieur au Turonien supérieur - Sénonien basal (âge des formations les plus récentes conservées dans les unités affectées par les déformations en question), peut être précisé par les datations radiométriques des minéraux de métamorphisme HP-BT comprises entre 90 et 65 M.a. (Sénonien, âges "éolpins") avec une convergence vers 80 M.a. (Campanien). A cet événement il faut également rapporter l'activité cassante synsédimentaire qui s'enregistre en bordure interne du Briançonnais (Brèches de type Tsanteleina).

3°/- L'ensemble des unités de Vanoise orientale a été impliqué dans des déformations compressives postérieurement à l'Eocène inférieur (âge des derniers dépôts datés dans les unités briançonnaises internes). Il a été possible pour ces déformations de caractériser l'enchaînement suivant :

- . des plis précoces, immédiatement antérieurs ou contemporains du charriage des "Schistes lustrés" sur le Briançonnais, décelés dans les unités briançonnaises internes ;
- . des chevauchements à l'origine d'un édifice de nappes dans lequel les "Schistes lustrés" (en partie affectés par les déformations sénoniennes) sont charriés sur un empilement d'unités briançonnaises ;

- . des déformations plicatives synmétamorphiques responsables notamment de l'orientation transverse de bon nombre de mégastructures plicatives en Vanoise interne et de la formation de plis de nappe à géométrie complexe (encapuchonnements, plis en "langue" ou en "fourreau", structures en "flammas").

Ces déformations sont contemporaines d'un métamorphisme HP-BT à faciès schiste bleu. Les âges radiométriques des minéraux de ce métamorphisme convergent vers 40-38 M.a. Il est ainsi possible de situer cet enchaînement de déformations dans l'Eocène moyen-supérieur.

4°/- Des chevauchements cisailants tardifs à vergence externe reprennent les structures antérieures ; le jeu de ces chevauchements est contemporain d'un métamorphisme à faciès schiste vert.

5°/- De vastes voissures (Grand Paradis et Arpont) représentent les déformations compressives ultimes ayant affecté les terrains de Vanoise orientale.

6°/- Une néotectonique cassante se caractérise par diverses générations et familles de failles décrochantes et normales.

En définitive, on constate que les déformations alpines ont débuté précocement dans les domaines internes (actuelles unités océaniques de Vanoise orientale) dès la base du Crétacé supérieur. Elles ont migré au cours du temps pour affecter la bordure de la marge européenne (actuelles unités piémontaises) durant le Sénonien. Après une période d'accalmie vers la fin du Crétacé - début du Tertiaire, elles ont enfin gagné le Briançonnais interne au cours de l'Eocène moyen-supérieur. Ce n'est qu'ultérieurement, probablement au cours de l'Oligocène, que l'ensemble Briançonnais interne "Schistes lustrés", déjà déformé, a dû être charrié sur le Briançonnais externe (actuelle zone houillère) et sur le Pennique externe (actuelles zones valaisane et subbriançonnaise), lors du jeu des chevauchements les plus tardifs. Les ultimes manifestations tectoniques (voissures et failles) correspondent à des déformations dans des niveaux structuraux de plus en plus superficiels, probablement lors du Mio-Pliocène.

4ème PARTIE

ESSAI SUR L'ORIGINE
PALEOGEOGRAPHIQUE DES UNITES
DU SECTEUR ETUDIE

Les difficultés auxquelles on se heurte pour aborder les problèmes de l'origine paléogéographique des différentes unités et de l'évolution tectonosédimentaire de l'ensemble des terrains de Vanoise interne ont plusieurs raisons :

- la complexité des structures due à l'empreinte des tectoniques polyphasées ;
- le fait qu'il s'agit d'un édifice structuré en plusieurs étapes, pour lequel les déformations ont débuté précocement dans les domaines internes et ont migré, au cours du temps, vers les domaines externes ;
- l'existence d'unités ne comprenant qu'une seule formation désolidarisée de son contexte stratigraphique initial.

Ces faits impliquent que toute approche paléogéographique ne peut être appréhendée, pour chaque unité, qu'en prenant en compte à la fois sa position structurale et l'ensemble de ses caractères stratigraphiques.

CHAPITRE I : LA POSITION STRUCTURALE DES UNITES ET LEUR ORIGINE PALEOGRAPHIQUE.

A. ORGANISATION STRUCTURALE DES UNITES BRIANCONNAISES.

Les unités briançonnaises de Vanoise orientale appartiennent à un édifice de nappes repris par des chevauchements cisailants tardifs (cf. p. 190).

En tenant compte de ce fait, on doit considérer que les écaillés entraînées dans les chevauchements tardifs du secteur du Plan du Lac - Entre deux Eaux ne sont trouvées dans une telle position structurale que tardivement au cours des déformations alpines ; il n'est donc pas possible de raisonner simplement, à partir de leur position actuelle, pour en déduire leur origine paléogéographique. On peut cependant constater que les terrains paléozoïques de l'Arpont sont chevauchés par l'ensemble des unités de Vanoise orientale (Fig. 82) ; il apparaît donc logique de considérer, dans la région étudiée, que l'unité de l'Arpont soit issue d'un domaine plus externe que les autres unités de Vanoise orientale.

Par ailleurs, à l'Est des chevauchements tardifs du Plan du Lac - Entre deux Eaux, l'organisation structurale de l'édifice des nappes briançonnaises peut être interprétée comme un empilement simple d'unités dans lequel l'ordre de superposition respectif est représentatif de l'agencement paléogéographique initial (l'unité chevauchante étant d'origine plus interne que l'unité chevauchée). En effet, il est remarquable de constater, dans ce secteur, que les différents types d'unités distinguées à par-

tir d'arguments stratigraphiques, se disposent toujours selon le même ordre de recouvrement tectonique, bien qu'actuellement ces unités soient totalement dilacérées (Fig. 82).

Sur la base de ces observations, on peut proposer pour l'organisation paléogéographique initiale des unités briançonnaises de Vanoise orientale, l'agencement suivant, de l'Ouest vers l'Est (Deville, 1986a) :

Unité de l'Arpent
Unité des Lombards
Unités de type Val d'Isère
Unité de la Grande Motte
Unités de type Calabourdanne
Unités de type Les Fours

B. ORGANISATION STRUCTURALE DES UNITES DE "SCHISTES LUSTRES".

En Vanoise, les "Schistes lustrés" comprennent :

- des unités "piémontaises" constituées de socles et de couvertures issus de la bordure du continent européen ;
- des unités océaniques ;
- les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon dont le substratum stratigraphique n'est pas connu.

La disposition structurale de ces unités de "Schistes lustrés" révèle les points suivants :

1°/- Le cas des unités piémontaises.

Le faisceau du Prariond est une unité totalement déracinée et entraînée au front des unités océaniques. Il est plus déformé que l'ensemble des unités briançonnaises et il a probablement subi une structuration précoce antérieure aux déformations du Briançonnais. Il est intimement plissé avec les unités briançonnaises mais est toutefois séparé de ces dernières par un liseré écaillé de "Schistes lustrés" associés à des lambeaux de serpentinites (Fig. 82). On peut donc considérer le faisceau du Prariond comme une unité de couverture décollée de son substratum qui a été charriée et déformée précocement avec les unités océaniques ; ce n'est qu'ultérieurement qu'elle a dû être transportée sur le domaine briançonnais.

Le massif cristallin du Grand Paradis et sa première enveloppe métasédimentaire décollée sont chevauchés par l'ensemble des unités océaniques ; les relations structurales de ce massif avec les unités briançonnaises ne s'observent pas directement mais on admet généralement, depuis Argand (1916), qu'il est largement charrié sur ces dernières.

En définitive, le faisceau du Prariond et le massif du Grand Paradis occupent bien des positions structurales comparables : ils sont tectoniquement intercalés entre les unités briançonnaises et les unités océaniques. Il est donc légitime de considérer que ces unités sont issues du même domaine piémontais intermédiaire entre le Briançonnais et l'océan téthysien (ancienne bordure de la marge européenne).

2°/- Le cas des unités océaniques.

L'organisation structurale des unités océaniques est relativement simple : elles chevauchent à la fois le massif du Grand Paradis et les unités briançonnaises. Les unités océaniques inférieures sont chevauchées par les unités océaniques médianes qui sont elles-mêmes chevauchées par les unités océaniques supérieures (voir le détail de l'organisation des unités en IIème Partie, au Chapitre III).

En fonction de l'homogénéité de ce dispositif structural, il paraît logique de proposer pour l'origine de ces unités l'agencement paléogéographique suivant, de l'externe vers l'interne :

Unités océaniques inférieures
Unités océaniques médianes
Unités océaniques supérieures

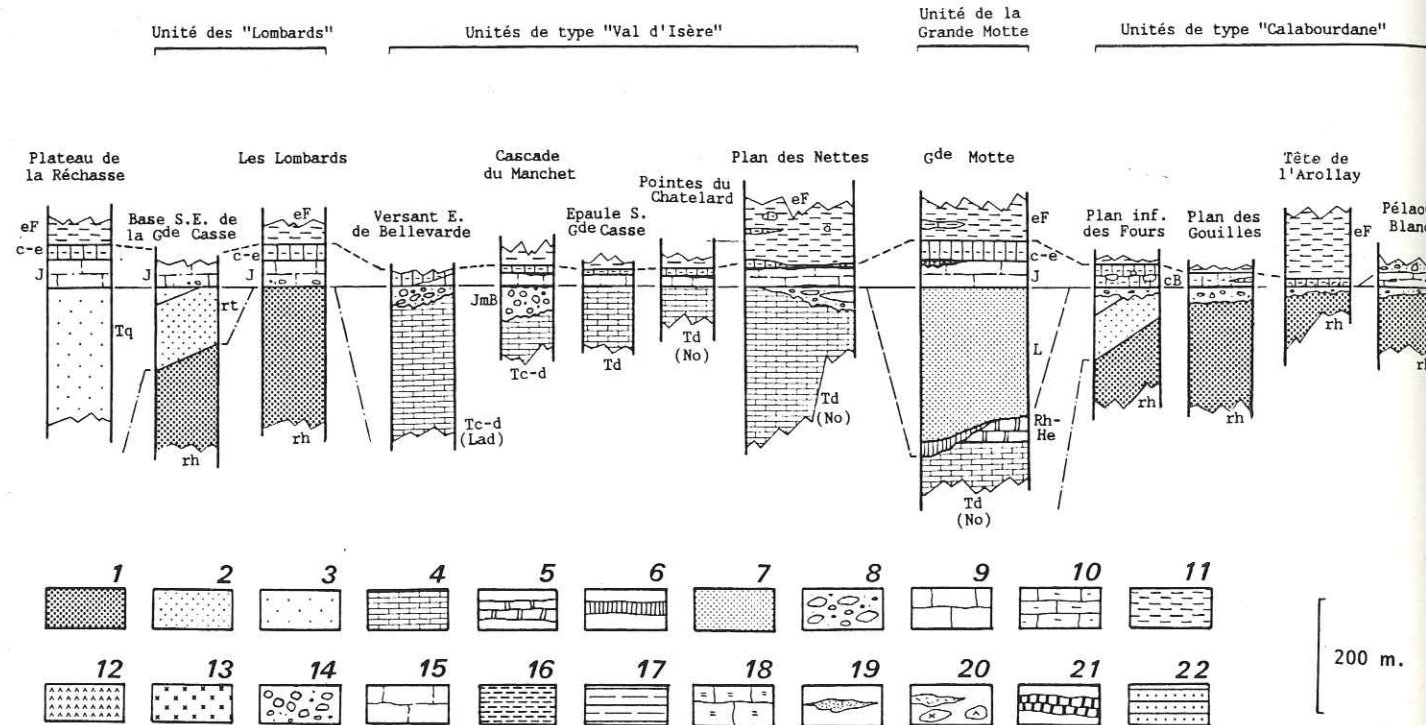
3°/- Le cas des "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon.

Les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon couronnent l'édifice structural des unités de Vanoise orientale ; ils reposent tectoniquement tantôt sur les unités océaniques supérieures, tantôt sur les unités océaniques médianes, tantôt enfin directement sur les unités briançonnaises (Fig. 78 et 82).

On a souligné qu'il était possible que les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon participent avec les unités océaniques supérieures à une même nappe ; cependant, ces terrains n'apparaissent pas pour autant en concordance stratigraphique avec les formations des unités océaniques supérieures (cf. p. 209 & 210).

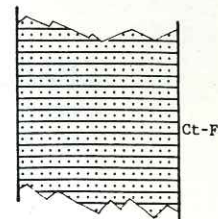
UNITES DE LA MARGE EUROPEENNE

Unités briançonnaises



1. schistes cristallins et gneiss paléozoïques
2. Quartzites phylliteux du Permo-Trias
3. Quartzites francs du Trias inférieur
4. séquences argilo-carbonatées du Rhétien-Hettangien
5. marbres attribuables au Sinémurien inf.
6. Calcschistes et marbres sombres à zones siliceuses du Lias
7. brèches chaotiques du Dogger sup.
8. marbres clairs du Malm (-Berrisien p.p.?)
9. Marbres chloriteux du Crétacé sup.-Eocène inf.
10. Schistes de Pralognan de l'Eocène
11. serpentinites
12. gabbros
13. brèches ophiolitiques
14. marbres à débris d'ophiolites du Malm-Berriasien
15. schistes et marbres sombres de la base du Crétacé sup.
16. calcschistes et marbres de la base du Crétacé sup.
17. marbres phylliteux massifs de la base du Crétacé sup.
18. quartzites et gneiss albitiques
19. détritisme ophiolitique (prasinites, blocs de gabbros et de serpentinites...)
20. métaradiolarites
21. quartzites, calcschistes et schistes noirs du Crétacé terminal.

"Schistes lustrés" de la pte du Grd Vallon



UNITES OCEANIQUES

Unités océaniques inférieures Unités océaniques médianes Unités océaniques supérieures

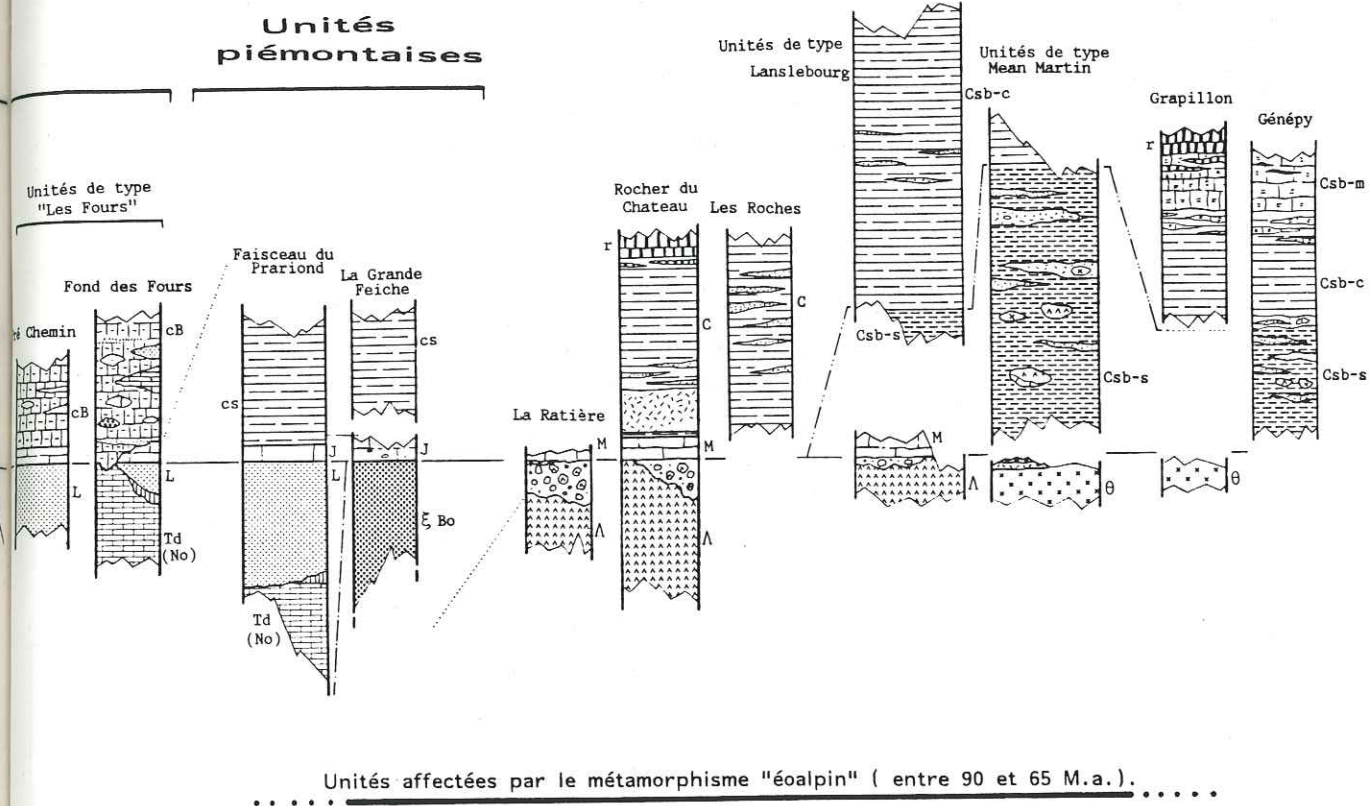


Fig. 102 : Colonnes stratigraphiques synthétiques des unités de Vanoise orientale. (mêmes indices que la carte géologique).

CHAPITRE II : CONFRONTATION DE L'ORGANISATION STRUCTURALE DES UNITES DE VANOISE ORIENTALE AUX DONNEES DE LA STRATIGRAPHIE : CONSIDERATIONS PALEO GEOGRAPHIQUES.

En dépliant les structures de Vanoise orientale comme nous venons de l'énoncer ci-dessus on est amené à replacer chacun des différents ensembles d'unités selon l'agencement représenté sur la figure 102. A travers les séries stratigraphiques de ces différentes unités on voit se dessiner une logique cohérente de la dynamique sédimentaire qui a affecté les différents domaines au cours de l'histoire alpine. On peut notamment relever les points suivants :

* *Les formations liasiques* ne sont présentes que dans certaines unités briançonnaises et piémontaises. Elles témoignent de l'existence de plusieurs sillons formés lors du rifting téthysien (cf. IIème Partie, Ch. II) ; l'importance de la fraction terrigène remaniée dans ces formations s'accorde avec la présence de différentes rides soumises alors à d'importantes érosions jusqu'au soubassement siliceux, du Paléozoïque ou du Trias inférieur.

* *Les brèches* de la fin du Dogger (début du Malm ?) sont présentes à la fois dans certaines unités de marge et dans certaines unités océaniques.

Dans les unités de Val d'Isère elles sont polygéniques et renferment notamment des éléments siliceux. Ceci s'accorde avec une origine paléogéographique de ces unités voisine de celle des unités du Plateau de la Réchasse et des Lombards montrant les traces d'une érosion jusqu'au substratum siliceux durant le Lias-Dogger ; ces brèches contiennent également ici des éléments liasiques de grande taille ce qui s'accorde avec une origine paléogéographique des unités de Val d'Isère voisine de celle de l'unité de la Grande Motte caractérisée par des dépôts liasiques.

* *Les dépôts du Malm (Berriasien p.p.)* sont remarquablement homogènes et marquent la généralisation de la sédimentation pélagique dans l'ensemble des domaines.

Dans les unités des Fours ces dépôts renferment des éléments de roches paléozoïques ce qui est en accord avec une position paléogéographique de ces unités voisine de celle des unités de la Calabourdanne qui montrent les traces d'une érosion jusqu'à leur substratum siliceux, antérieurement au Malm.

* *Les dépôts de la base du Crétacé supérieur* sont absents, ou représentés par des encroûtements minéralisés, dans les unités briançonnaises. Ils apparaissent dans les unités piémontaises sous un faciès de formations détritiques calcaréo-gréseuses et se développent largement dans les unités océaniques où ils renferment d'importants matériaux détritiques ophiolitiques. Leur répartition obéit ainsi à la logique d'une sédimentation détritique installée sur le bordure de la marge européenne et sur le domaine océanique.

* *Les brèches catastrophiques, probablement sénoniennes* (de type Tsanteleina) sont présentes dans les unités briançonnaises les plus internes (unités des Fours). De telles brèches sont d'ailleurs connues de manière générale à la bordure interne du domaine briançonnais (Debelmas et Lemoine, 1957 ; Lemoine, 1967 ; Caron et Gay, 1977 ; Bourbon, 1980 ; Lefèvre, 1982 ; Allenbach, 1982 ; Allenbach et Caron, 1986 ; etc...). Elles remanient notamment des éléments de séries paléozoïques ce qui s'accorde avec une origine paléogéographique des unités des Fours voisine de celles de la Calabourdanne où le Crétacé supérieur (Paléocène-Eocène p.p. ?) repose fréquemment sur le Paléozoïque. La présence de telles brèches à la limite interne du Briançonnais s'harmonise d'ailleurs avec le fait que les domaines situés en position plus interne (piémontais et océanique) sont affectés par des déformations synmétamorphiques au cours du Sénonien (cf. p. 212).

En bref, on constate donc que les faits marquants de la stratigraphie s'accordent bien avec l'agencement paléogéographique que l'on a pu reconstituer à partir de la position structurale de chacune des unités.

CHAPITRE III : CONCLUSIONS.

A l'épreuve des données structurales et stratigraphiques on est conduit à proposer l'agencement paléogéographique suivant lors du début des compressions alpines (c'est-à-dire la base du Crétacé supérieur), de l'externe vers l'interne⁽¹⁾ :

Paléomarge européenne		"Océan" téthysien
Domaine briançonnais	Domaine piémontais (s.s.)	
Unité de l'Arpont	Faisceau du Prariond + Grand Paradis	Unités océaniques supérieures
Unités de type Val d'Isère	Unités de type Les Fours	Unités océaniques médianes
Unité de la Grande Motte	Unités de type Calabourdanne	Unités océaniques inférieures
Unités de type Lombards		

- (1) La nappe de la Brèche et les unités de type Chaberton-Grande Hoche (cf. Ième Partie), sont généralement considérées comme issues du domaine piémontais ou d'un domaine intermédiaire entre le Briançonnais et le Piémontais ; on peut toutefois remarquer qu'une telle attribution paléogéographique pose certains problèmes, d'une part, d'après les caractères stratigraphiques de ces unités et d'autre part, d'après leur histoire tectono-métamorphique. En effet, ces unités comportent des dépôts du Crétacé inférieur qui n'ont été observés ni dans le Briançonnais, ni dans le Piémontais ; la nappe de la Brèche présente également des termes qui montent jusque dans l'Eocène supérieur (voir de Lépinay, 1982), alors que l'ensemble des unités de Vanoise orientale a été métamorphisé au plus tard, vers 38-40 M.a. (Eocène moyen - supérieur). De plus, ces unités ne sont qu'anchi-métamorphiques et sont donc nécessairement toujours demeurées en position haute dans l'édifice alpin ; elles ne peuvent donc guère provenir d'un domaine commun à celui des unités de Vanoise orientale toutes affectées par des métamorphismes HP-BT. Peut-être ces unités proviennent-elles d'un domaine très interne (marge sud-alpine ?) comme l'on a proposé certains auteurs (cf. p. 16).

La patrie d'origine des "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon doit, quant à elle, être recherchée, après que les événements tectoniques symmétamorphiques intra-Sénonien aient affecté les unités piémontaises et une part importante des unités océaniques (cf. p. 179 et 213).

En fonction de la position structurale actuelle de ces "Schistes lustrés" on est amené à replacer leur domaine d'origine nécessairement en position plus interne que le Briançonnais :

- soit directement au-dessus des formations des unités océaniques supérieures peu ou non métamorphisées au Crétacé supérieur (cf. p. 181) mais qui ont pu être alors déjà tectonisées (écaillées et/ou plissées? ; cf. p. 214).
- soit dans un domaine, non reconnu, plus interne que les domaines dont sont issues les autres unités de Vanoise orientale.

5ème PARTIE

CONCLUSIONS GENERALES

CHAPITRE I : ESSAI SUR L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA REGION ETUDIEE.

Au terme de ce travail, les apports conjoints de la stratigraphie, de la pétrographie et de la tectonique peuvent être confrontés pour tenter de retracer l'évolution géodynamique des terrains de Vanoise orientale au cours de leur histoire alpine. Les résultats obtenus conduisent à un schéma évolutif cohérent pour la succession des différents événements géodynamiques qui ont été à l'origine à la fois de la dynamique sédimentaire générale, des manifestations magmatiques et, enfin, des déformations alpines. Ces événements s'inscrivent dans une même logique qui a conduit d'abord à l'élaboration de l'ancienne marge passive européenne et à l'ouverture de l'océan téthysien, puis à l'incorporation progressive de ces deux grands domaines dans la chaîne plissée alpine.

A. L'ELABORATION DE LA PALEOMARGE PASSIVE EUROPEENNE ET L'OUVERTURE DE L'OCEAN TETHYSIEN.

I. LE TRIAS : DISTENSIONS PRELIMINAIRES ET ETABLISSEMENT D'UNE PLATE-FORME SUBSIDENTE (Fig. 103.A).

Au-dessus de la pénéplaine épivarisque du Permo-Trias se déposent des formations détritiques sublittorales (quartzites du Trias inférieur) accompagnant les distensions préliminaires de l'histoire alpine de la région. Puis l'on assiste à l'établissement d'une plate-forme carbonatée subsidente ; il se dépose alors d'importantes séquences calcaréo-dolomitiques perturbées notamment par une sédimentation bréchique associée à des dépôts évaporitiques au cours de la "crise" distensive carnienne.

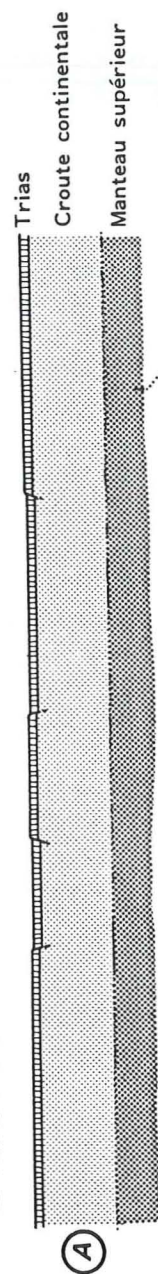
Au cours du Trias moyen et supérieur, se sont probablement déposées des cinérites (unités de Val d'Isère et de la Grande Motte). Ces manifestations éruptives connues dans d'autres secteurs internes alpins (Caby et Galli, 1964 ; Michard, 1967), s'inscrivent bien dans cette ambiance générale de subsidence liée à un début de distension lithosphérique.

II. LE LIAS-DOGGER : LE RIFTING TETHYSIEN (Fig. 103.B).

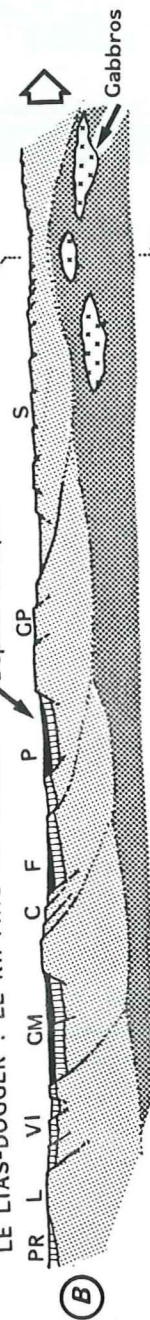
Au début du Lias, on assiste à un changement paléogéographique important marqué par des instabilités synsédimentaires (apports bréchiques, discordances angulaires et ravinements dans l'unité de la Grande Motte. Au cours du Lias se déposent d'épais sédiments détritiques dans différents sillons (Grande Motte, Les Fours, Prariond), dans un environnement sédimentaire confiné et peu profond. A la même époque d'autres domaines sont soumis à de fortes érosions jusqu'au soubassement paléozoïque. Ces manifestations sédimentaires sont les témoins de la période d'activité du rifting téthysien. Il est probable que ce dernier conduit alors à un amincissement crustal suivi

Fig. 103 : Modèle d'évolution géodynamique des unités de Vanoise orientale au cours de leur histoire alpine

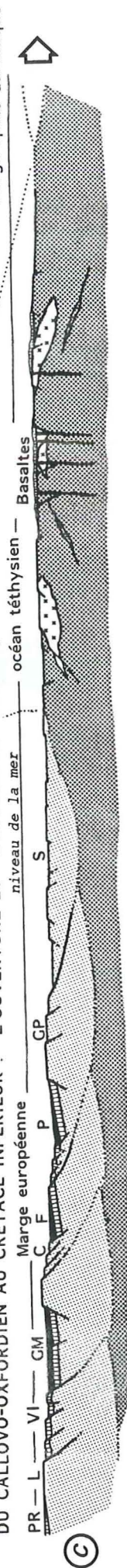
250-210 M.a.
LE TRIAS : DISTENSIONS PRELIMINAIRES ET ETABLISSEMENT DE LA PLATEFORME SUBSIDENTE



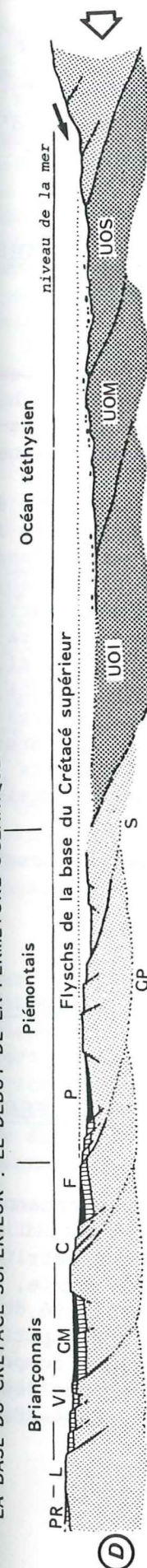
LE LIAS-DOGGIER : LE RIFTING TETHYSIEN



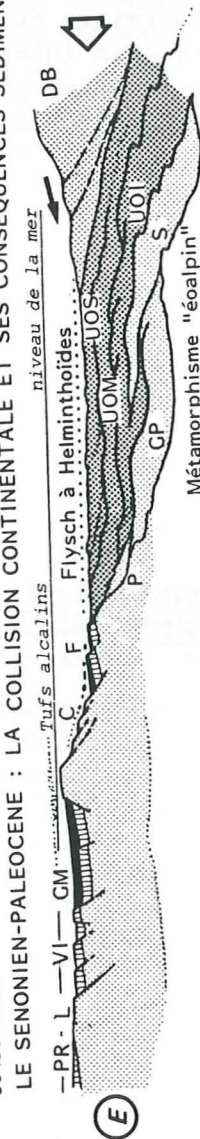
DU CALLOVO-OXFORDIEN AU CRETACE INFERIEUR : L'OUVERTURE ET L'EVOLUTION "OCEANIQUE".



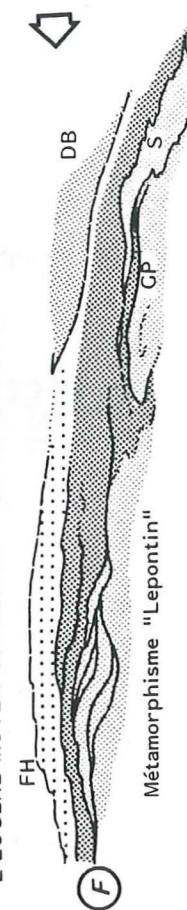
100-90 M.a.
LA BASE DU CRETACE SUPERIEUR : LE DEBUT DE LA FERMETURE OCEANIQUE.



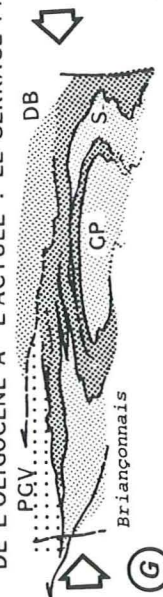
90-50 M.a.
LE SENONIEN-PALEOCENE : LA COLLISION CONTINENTALE ET SES CONSEQUENCES SEDIMENTAIRES.



40-38 M.a.
L'Eocene MOYEN-SUPERIEUR : LE CHARRIAGE DES "SCHISTES LUSTRES" SUR LE BRIANCONNAIS.



38-0 M.a.
DE L'OLIGOCENE A L'ACTUEL : LE SERRAGE FINAL ET LA FRACTURATION RECENTE.



PR : unité du Plateau de la Réchasse
L : unité des Lombards
VI : unités detype Val d'Isère
GM : unité de la Grande Motte
C : unités de type Calabourdane
F : unités de type Les Fours
P : faisceau du Prariond
GP : Grand Paradis
S : Sésia
UOI : unités océaniques inférieures
UOM : unités océaniques médianes
UOS : unités océaniques supérieures
DB : Dent Blanche.

FH : Flysch à Helminthoïdes

PGV : "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon

d'une émergence, au moins partielle, au cours du début du Dogger (cf. II^{ème} Partie, Ch.II, §.E). C'est probablement dès cette période que les gabbros actuellement présents dans les unités océaniques cristallisent en profondeur dans le manteau supérieur encore surmonté d'une croûte continentale en voie d'amincissement (cf. III^{ème} Partie, Ch. III, §.F).

III. DU CALLOVO-OXFORDIEN AU CRÉTACE INFÉRIEUR : L'OUVERTURE ET L'ÉVOLUTION OcéANIQUE (Fig. 103.C).

A la fin du Dogger et au début du Malm se produit un événement tectonique important qui correspond à l'ouverture de l'océan téthysien. Les conséquences de cet événement s'enregistrent par d'importants dépôts bréchiques parfois catastrophiques, déposés à la fois sur le fond océanique naissant (unités océaniques inférieures et médianes) et sur la marge européenne (unités de Val d'Isère), qui s'individualise à cette époque et s'effondre dans une ambiance de sédimentation pélagique profonde. C'est probablement durant cette période que certains gabbros sont déformés et acquièrent leurs foliations précoces (cf. II^{ème} Partie, Ch.III, §.E). C'est ensuite, sur le fond océanique érodé et bréchifié, que s'épanchent localement des tholeiites abyssales pendant la période de l'expansion océanique maximale. Il a été montré dans le Queyras que ces laves étaient contemporaines ou antérieures aux radiolarites de l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur (Schaaf et al., 1985). On ne connaît pas d'épanchement de laves plus récent que ces dépôts radiolaritiques ; aussi est-il probable que l'ouverture océanique est restée très faible au cours du Jurassique terminal-Crétacé inférieur. On enregistre cependant, durant cette période, des apports détritiques grossiers qui pourraient également être le reflet d'une activité tectonique distensive.

Jusqu'à la base du Crétacé supérieur aucune tectonique compressive n'a été décelée.

B. LA FERMETURE DE L'OcéAN TETHYSIEN ET LA TECTOGENESE ALPINE POLYPHASEE.

I. LA BASE DU CRÉTACE SUPÉRIEUR : LE DÉBUT DE LA FERMETURE DE L'OcéAN TETHYSIEN (Fig. 103.D).

Au début du Crétacé supérieur, la bordure de la marge européenne (domaine piémontais) et le domaine océanique sont envahis par des dépôts turbiditiques calcaréo-gréseux. Dans ces dépôts sont interstratifiés des horizons détritiques grossiers (turbidites, debris-flows, olistolites) d'origine mixte, océanique et continentale. Ces intercalations témoignent de la mobilité du fond océanique associée à l'apparition du détritisme terrigène. Ces dépôts de la base du Crétacé supérieur témoignent d'un événement tectonique compressif qui marque le début de la fermeture de l'océan téthysien, au moins dès le Cénomanién. Peut-être faut-il paralléliser cet enregistrement synsédimentaire

d'un événement tectonique important, avec les âges radiométriques de minéraux de haute-pression et les âges de traces de fission, vers 100-110 M.a., connus dans des unités de la marge et dans certaines unités océaniques, ailleurs qu'en Vanoise orientale ? (cf. Dal Piaz et Lombardo, 1985 ; Monié, 1985 ; Carpena, 1984). De plus, la présence de minéraux détritiques de haute pression dans des flyschs turoniens non métamorphiques est probablement due au démantèlement d'unités affectées par des déformations synmétamorphiques au cours du Crétacé "moyen" (Winkler et Bernouilli, 1986). Aucune activité magmatique n'est connue durant le début du Crétacé supérieur dans les domaines internes alpins, aussi est-il probable que le mécanisme dominant de la fermeture de l'océan téthysien est commandé par la formation de nappes intra-océaniques plutôt que par un processus de subduction.

II. LE SENONIEN-PALEOCENE : LA COLLISION CONTINENTALE ET SES CONSÉQUENCES SÉDIMENTAIRES (Fig. 103.E).

Au cours du Sémonien, la bordure de la marge européenne (domaine piémontais) et une part importante des unités océaniques sont impliquées dans des déformations syn-métamorphiques dont témoignent les âges radiométriques "éolpins" (entre 90 et 65 M.a. ; cf. III^{ème} Partie, Ch.I). A la même époque se déposent des brèches catastrophiques à la bordure interne du domaine briançonnais (unités des Fours). Cet événement tectonique correspond vraisemblablement à la fermeture de l'océan téthysien et au début de la collision continentale entre les paléomarges européenne et sud-alpine. Il est responsable de l'enfouissement des massifs cristallins internes dans des conditions de très haute pression ; ces massifs sont alors recouverts par un empilement d'unités océaniques subissant des conditions de métamorphisme de moins en moins élevées vers le haut de l'édifice (cf. III^{ème} Partie, Ch.I). Le paroxysme de ces déformations "éolpines" se situe, d'après les âges radiométriques, vers 80 M.a. (c'est-à-dire dans le courant du Campanien).

La conséquence sédimentaire de cette tectonique est un détritisme terrigène, dépourvu de matériel ophiolitique, apparaissant à partir du Crétacé terminal : les flyschs à Helminthoïdes et leurs équivalents latéraux métamorphiques dont les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon (cf. II^{ème} Partie, Ch.IV). Il est probable que leur dépôt s'est effectué sur la cicatrice de l'ancien océan téthysien lors du relâchement des contraintes de l'événement tectonique "éolpin". A la même époque, dans le domaine briançonnais se déposent d'ailleurs des produits éruptifs alcalins caractéristiques d'un magmatisme alcalin distensif (cf. II^{ème} Partie, Ch.II, §.A.II.C.3).

III. L'Eocene MOYEN-SUPÉRIEUR : LE CHARRIAGE DES "SCHISTES LUSTRES" SUR LE BRIANÇONNAIS (Fig. 103.F).

Au cours de l'Eocène moyen-supérieur le Briançonnais est affecté à son tour par les déformations compressives alpines (plis précoces et empilement initial des unités briançonnaises) lors du charriage de la nappe des

"Schistes lustrés". L'édifice de nappes qui en résulte est ultérieurement plissé et affecté par le métamorphisme HP-BT "alpin s.str. ou lepontin", vers 38-40 M.a.

IV. DE L'OLIGOCENE A L'ACTUEL : LE SERRAGE FINAL ET LA FRACTURATION TARDIVE. (Fig. 103.G).

Tardivement, probablement au cours de l'Oligocène, l'édifice de nappes plissées est recoupé par de grands contacts cisailants plats contemporains du charriage final des unités briançonnaises internes sur la zone houillère. Les dernières tectoniques sont probablement miocènes à pliocènes ; elles correspondent à des ondulations à grand rayon de courbure (dômes de l'Arpont et du Grand Paradis) et à diverses générations de fractures décrochantes ou normales.

CHAPITRE II : BILAN DE L'ETUDE.

Cette étude a permis par des approches stratigraphique, pétrographique et structurale, de tenter de retracer l'évolution géodynamique alpine du secteur de l'ancienne marge européenne et du domaine océanique téthysien dont sont issues les unités de Vanoise orientale. Elle s'appuie sur une cartographie détaillée au 1 / 25 000 et sur le dessin des coupes géologiques sérieuses illustrées en planches hors-texte.

A. DU POINT DE VUE STRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE ont été distingués trois grands ensembles d'unités :

1. Un ensemble d'unités issues de l'ancien continent européen pour lesquelles on a montré que l'évolution sédimentaire d'ensemble est globalement comparable du Trias jusqu'au Crétacé inférieur. Cette évolution correspond à l'élaboration d'un bas de marge continentale passive.

- Le Trias est caractérisé par une sédimentation de plate-forme subsidente dont les dépôts (quartzites et formations calcaréo-dolomitiques) ne sont préservés des érosions ultérieures que dans les unités de Val d'Isère, de la Grande Motte, des Fours et du Prariond.
- Le Lias-Dogger, période du rifting téthysien, est à l'origine d'importantes érosions jusqu'au Paléozoïque sur les points hauts du domaine continental (actuelles unités des Lombards, de la Calabourdane et probablement une partie du massif du Grand Paradis) et du dépôt de sédiments liasiques dans différents sillons (unités de la Grande Motte, des Fours et du Prariond).
- Le Dogger supérieur-Crétacé basal marque l'individualisation et l'effondrement de la marge menant à la généralisation de la sédimentation pélagique.

Après une lacune de sédimentation généralisée au Crétacé inférieur, la marge européenne se différencie, alors et seulement, en deux domaines distincts durant le Crétacé supérieur :

- Le domaine briançonnais (le plus externe) demeure dans une ambiance de sédimentation pélagique jusqu'au début de l'Eocène ; sédimentation à l'origine de dépôts du Crétacé supérieur-Eocène inférieur dans lesquels de nouvelles découvertes de microfaunes ont permis d'apporter quelques précisions stratigraphiques. Par ailleurs, le Briançonnais enregistre une pluie de matériaux volcanogènes alcalins vers la limite Crétacé-Tertiaire, mise en évidence dans ce secteur pour la première fois. Il n'est affecté par les déformations synmétamorphiques qu'au cours de l'Eocène moyen-supérieur.
- Le domaine piémontais (le plus interne) est gagné par une sédimentation calcaréo-détritique dès la base du Crétacé supérieur et il n'est affecté par les déformations compressives alpines synmétamorphiques qu'au cours du Sénonien.

2. Un ensemble d'unités issues de l'ancien océan téthysien constitué de

lambeaux du substratum océanique et de sa couverture sédimentaire, s'organisant en trois groupes d'unités affectés par des métamorphismes différents mais à caractéristiques stratigraphiques voisines.

- Le soubassement océanique est bien développé dans les unités océaniques inférieures mais n'apparaît que sous forme d'écaillés dans les unités océaniques médianes et supérieures. Il est généralement formé de serpentinites et plus rarement de gabbros.

- La couverture débute localement par des brèches ophiolitiques provenant du démantèlement du substratum, puis elle comprend des carbonates à débris d'ophiolites (attribuables au Jurassique supérieur-Crétacé basal) et d'épais sédiments calcaréo-détritiques datés pour la première fois dans ce secteur grâce à la découverte de foraminifères planctoniques de la base du Crétacé supérieur. Dans ces dépôts s'intercalent des matériaux détritiques grossiers (turbidites, debris-flows et olistolites) d'origine mixte (océanique et continentale) dont la diversité a pu être soulignée à l'aide de données géochimiques. Enfin, des métaradiolarites associées à des encroûtements manganésifères, d'âge probablement crétacé, ont été mises en évidence dans la klippe de la Sana.

L'essentiel des unités océaniques est affecté par les déformations synmétamorphiques dès le Sénonien.

3. Un ensemble d'unités dont le substratum stratigraphique originel n'est pas connu formé de dépôts synorogéniques, à faciès flysch, dépourvus de matériaux détritiques ophiolitiques et datés grâce à la découverte de foraminifères planctoniques du Crétacé terminal ("Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon). C'est la première fois que des dépôts de ce type sont caractérisés paléontologiquement dans les "Schistes lustrés" des Alpes occidentales. Cette formation a été comparée par son faciès et par son âge au Flysch à Helminthoïdes.

B. DU POINT DE VUE TECTONIQUE ont été distinguées les différents épisodes de déformations alpines suivants :

1. Un événement à la base du Crétacé supérieur interprété comme le début de la fermeture de l'océan téthysien; il n'a été décelé que grâce aux conséquences sédimentaires qui lui sont associées (détritisme mixte océanique et continental).

2. Un événement dans le courant du Sénonien responsable de la formation de brèches catastrophiques à la bordure interne du domaine briançonnais et du charriage d'unités océaniques sur la bordure du continent européen (domaine piémontais) dans les conditions du métamorphisme HP-BT "éo-alpin" (daté entre 90 et 65 M.a.). Le détritisme terrigène du Crétacé terminal correspond probablement aux conséquences sédimentaires de cet événement. Ce dernier a été interprété comme la suturation du domaine océanique et le début de la collision des marges européenne et sud-alpine.

3. Une succession d'événements de l'Eocène moyen-supérieur à l'actuel à l'origine des déformations suivantes :

- Des plis précoces dans le Briançonnais et des chevauchements responsables du charriage de la nappe complexe des "Schistes lustrés" (correspondant aux unités piémontaises, océaniques et de la Pointe du

Grand Vallon) sur le Briançonnais. L'édifice de nappes qui en résulte est ultérieurement déformé en plis de style pennique dans les conditions du métamorphisme HP-BT "alpin s.str. ou lepontin" (daté vers 38-40 M.a.).

- Des chevauchements cisaillants à vergence externe recoupant les structures antérieures.
- De vastes voussures (Grand Paradis et Arpont) représentant les déformations compressives ultimes ayant affecté les terrains de Vanoise orientale.
- Enfin, une néotectonique cassante se caractérisant par diverses générations et familles de failles décrochantes et normales.

BIBLIOGRAPHIE

- ABBATE E. (1969) - Geologia delle Cinque Terre e dell'entroterra di Levante (Liguria occidentale) Mem. Soc. Geol. Ital., 8, p. 923-1014.
- ABBATE E. et SAGRI M. (1970) - Development of the Northern Apennines geosyncline - Sediment. Geol., 4, p. 215-340.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. et PRINCIPI G. (1984) - Pre-orogenic tectonics and metamorphism in Western Tethys ophiolites. - Ofioliti, vol. 9, n° 3, p. 245-278.
- ALLENBACH B. (1982) - Géologie de la bordure SW du massif d'Ambin (Alpes occidentales). Lithostratigraphie des séries mésozoïques. Analyse tectonique et modélisation de la déformation. - Thèse 3ème cycle, Université L. Pasteur, Strasbourg, 144 pages.
- ALLENBACH B. et CARON J.M. (1986) - Relations lithostratigraphiques et tectoniques entre les séries mésozoïques de la bordure SW du massif d'Ambin (Alpes occidentales). - Eclogae Geol. Helv., vol. 79, n° 1, p. 75-116.
- AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., CARON J.M., DELCEY R. et LEMOINE M. (1972) - Données nouvelles sur la stratigraphie des Schistes lustrés de Corse : la série de l'Inzecca. Comparaison avec les Alpes occidentales et l'Apennin ligure. - C. R. Acad. Sc. Paris, 273, p. 2611-2614.
- AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. (1980) - Les unités alpines à la marge orientale du massif cristallin corse. - Travaux du laboratoire de géologie, E. N. S., Ulm, 15, 247 pages.
- ANDRI E. et FANUCCI F. (1975) - Osservazioni sulla lithologia e stratigrafia dei calcari a Calpionelle liguri (Val Graveglia, Val di Vara). - Boll. Soc. Geol. Ital., t. 92, p. 161-192.
- ANGELIER J. et MECHLER P. (1977) - Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. - Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XIX, n° 6, p. 1309-1318.
- ANTOINE P. (1971) - La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. - Trav. labo. Géol. Université de Grenoble, Mém. n° 9, 367 pages.
- ANTOINE P. (1972) - Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse. - Géol. Alpine, t. 48, p. 5-40.
- ANTOINE P., LOUBAT H. et VATIN-PERIGNON N. (1973) - Hypothèses nouvelles sur l'origine et la signification des "ophiolites" du domaine pennique externe. - Géol. Alpine, t. 49, p. 21-40.
- ARGAND E. (1909) - L'exploration géologique des Alpes penniques centrales. - Bull. des Laboratoires de l'université de Lausanne, 14, p. 1.
- ARGAND E. (1916) - Sur l'arc des Alpes occidentales. - Eclogae geol. Helv., t. 14, p. 145-191.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., LABESSE B. et WOZNIAK J. (1977) - Alpes occidentales et Alpes orientales : la zone du Canaveze existe-t-elle ? - C. R. Somm. Soc. Fr., n° 3, p. 155-158.
- AUZENDE J.M., POLINO R., LAGABRIELLE Y. et OLIVET J.L. (1983) - Considérations sur l'origine et la mise en place des ophiolites des occidentales; apport de la connaissance des structures océaniques. - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 296, p. 1527-1532.
- BARBIER R. (1948) - Les zones ultradauphinoises et briançonnaises entre l'Arc et l'Isère. - Mém. Service Carte Géol. de Fr., 291 pages.
- BARBIER R., BLOCH J.P., DEBELMAS J. et ELLENBERGER F. (1954) - Compte rendu de la réunion extraordinaire de la société géologique de France en Maurienne et en Tarentaise (Savoie) du 4 au 12 septembre 1954. - C. R. Somm. Soc. Fr., n° 17, p. 435-505.
- BARBIER R. et al. (1960-1963) - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et méditerranée. - in, Livre Mém. Prof. Fallot, Mém. h.-sér. Soc. Géol. Fr., t. II, p. 331-376.
- BARFETY J.C. et GIDON M. (1975) - La place des failles longitudinales dans la structure du Briançonnais oriental (Alpes occidentales, France). - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 282, p. 1677-1680.
- BARRET T.J. (1982) - Review of stratigraphic aspects of the ophiolitic rocks and pelagic sediments of the Vara Complex, North Apennines, Italy. - Ofioliti, vol. 7, n° 1, p. 3-47.

- BAUD A. et MEGARD-GALLI J. (1975) - Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique : cycles et séquences dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. - IX Congrès Int. sédimentologie, Nice, p. 45-50.
- BEARTH P. (1967) - Die ophiolite der Zone von Zermatt-Saas Fee - Beitr. Géol. Karte Schweiz., 132, 130 pages.
- BEARTH P., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., NERVO R. et POLINO R. (1975) - Structures de cumulat dans les ophiolites du Pelvas (Alpes franco-italiennes). Confirmation d'une origine océanique. - Pétrologie, t. I, n° 3, p. 1874-1882.
- BERTRAND J., COURTIN B. et VUAGNAT M. (1982) - Elaboration d'un secteur de lithosphère océanique liguro-piémontais d'après les données de l'ophiolite du Montgenèvre (haute-Alpes, France et province de Turin, Italie). - Ofioliti, t. 2, n° 3, p. 155-196.
- BECCALUVA L., MACIOTTA G. et VENTURELLI G. (1976) - Differenziazione e caratteri geochimici delle vulcaniti basaltiche oceaniche dell'appennino ligure-emiliano. - Ofioliti, t. 1, p. 33-65.
- BECCALUVA L., MACCIOTTA O., MESSIGA B. et PICCARDO G.B. (1979) - Petrology of the blueschists metamorphic ophiolites of the Montenotte nappe (western Liguria, Italy). - Ofioliti, t. 4, n° 3, p. 239-268.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., FLYNN J.J. et VAN COUVERING J.A. (1985) - Cenozoic geochronology - Geol. Soc. Am. Bull., vol. 96, p. 1407-1418.
- BERTRAND J.M. (1966) - Etude géologique de la partie française du massif du Grand Paradis (région de Bonneval-sur-Arc, Vanoise orientale). - D.E.S., Université de Paris, 128 pages.
- BERTRAND J.M. (1968) - Etude structurale du versant occidental du massif du Grand Paradis (Alpes Graies). - Géol. Alpine, t. 44, p. 55-87.
- BERTRAND M. (1894) - Etude dans les Alpes françaises. Structure en éventail, massifs amygdaloïdes et métamorphisme. Schistes lustrés de la zone centrale. - Bull. Soc. Géol. Fr., (3), t. XXII, p. 69-162.
- BOCQUET J. (1974a) - Etudes minéralogiques et pétrographiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. - Thèse d'état, Université de Grenoble, 490 pages.
- BOCQUET J. (1974b) - Le socle briançonnais de Vanoise (Savoie) : arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme. - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 278, p. 2601-2604.
- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C. et KRUMMENACHER D. (1974) - K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the western Alps. - Contrib. Miner. Petrol., t. 47, p. 7-26.
- BOILLOT G., GRIMAUD S., MAUFFRET A., MOUGENOT D., KORNPORST J., MERGOIL-DAVEIEL J. et TORRENT G. (1980) - Ocean-continent boundary off the Iberian margin : a serpentinite diapir West of the Galicia bank. - Earth Planet. Sci. Lett., t. 48, p. 23-34.
- BOURBON M., CARON J.M., LEMOINE M. et TRICART P. (1979) - Stratigraphie des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes (Alpes occidentales franco-italiennes) : nouvelles interprétations et conséquences géodynamiques. - C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., n° 4, p. 180-182.
- BOURBON M. (1980) - Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon, entre le début du Malm et l'Eocène inférieur - Thèse d'état, Université de Strasbourg, 580 pages.
- BOUSSAC J. (1913) - Sur la constitution géologique de la haute Tarentaise. - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 157, p. 658-660.
- BOUSSAC J. (1913-1914) - Feuille de Tignes au 1/50 000. - Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XXIII, p. 193-203.
- BROUDOUX B. (1985) - Géologie des unités de Vanoise septentrionale et méridionale de Pralognan à Tignes (Alpes de Savoie). - Thèse de 3ème cycle, Université de Lille, 229 pages.
- BRUN J.P. et CHOUKROUNE P. (1981) - Déformations progressives et structures crustales. - Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys., vol. XXIII, fasc. 3., p. 177-193.
- BURRI M. (1983) - Le front du Grand-Saint-Bernard du Val d'Hérens au Val d'Aoste. - Eclogae Géol. Helv., vol. 73, n° 3, p. 469-490.

- CABY R. (1964) - Etude géologique du bord interne de la zone briançonnaise et de la bordure des Schistes lustrés entre Modane et la vallée étroite (Savoie, haut Val de Suse). - Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, t. 40, p. 131-187.
- CABY R. (1968) - Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales : Subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand-Saint-Bernard dans la partie sud du val d'Aoste (Italie). - Géol. Alpine, t. 44, p. 95-111.
- CABY R. (1973) - Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine. - Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XV, n° 5/6, p. 624-634.
- CABY R. (1981) - Le mésozoïque de la Zone du Combin en Val d'Aoste (Alpes Graies). Imbrications tectoniques entre séries issues du domaine pennique, austro-alpin et océanique. - Géol. Alpine, t. 57, p. 5-13.
- CABY R. et GALLI J. (1964) - Existence de cinérites et tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone briançonnaise. - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 259, p. 417-420.
- CABY R., MICHARD A. et TRICART P. (1971) - Découverte d'une brèche polygénique à éléments granoïdes dans les ophiolites métamorphiques piémontaises (Schistes lustrés du Queyras, Alpes françaises). - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 273, p. 999-1002.
- CABY R., KIENAST J.R. et SALIOT P. (1978) - Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. - Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., vol. XX, fasc. 4, p. 307-322.
- CABY R., DUPUY C. et DOSTAL J. (1987) - The very beginning of the Ligurian Tethys : petrological and geochemical evidence from the oldest ultramafite-derived sediments in Queyras, Western Alps (France). - Eclogae Geol. Helv., vol. 80, n° 1, p. 223-240.
- CARON C. (1972) - La nappe supérieure des Préalpes : subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. - Eclogae Géol. Helv., vol. 65, n° 1, p. 57-73.
- CARON C. (1976) - La nappe du Gurnigel dans les Préalpes. - Eclogae Géol. Helv., vol. 69, n° 2, p. 297-308.
- CARON C., HESSE R., KERKHOVE C., HOMEWOOD P., VAN STUIJVENBERG J., TASSE N. et WINKLER W. (1981) - Comparaison préliminaire des flyschs à Helminthoïdes sur trois transversales des Alpes. - Eclogae Géol. Helv., vol. 74, n° 2, p. 369-378.
- CARON J. M. (1971) - Contribution à l'étude lithostratigraphique et structurale de la région de Sestrière (Alpes cottiennes, Italie). - Géol. Alpine, t. 47, p. 45-67.
- CARON J.M. (1973) - Les glissements synschisteux dans les Schistes lustrés piémontais (Alpes cottiennes septentrionales, France et Italie) : leurs liaisons avec les rétro-charriages. - Sci. Géol. Bull., Strasbourg, t. 26, p. 259-278.
- CARON J.M. (1977) - Evolution paléogéographique et tectonique de la zone piémontaise dans les Alpes cottiennes. - Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XIX, n° 4, p. 893-899.
- CARON J.M. (1977) - Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. - Sc. Géol. Mém., n° 48, 326 pages.
- CARON J.M. et GAY M. (1977) - La couverture mésozoïque du massif d'Ambin, transition entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais. - Eclogae Géol. Helv., vol. 70, n° 3, p. 643-666.
- CARON J.M., LARDEAUX J.M. et ILDEFONSE B. (1987) - Metamorphic and structural constraints on the kinematic evolution of the Western Alps. - Terra Cognita 7, p. 93.
- CARPENA J. (1984) - Contribution de la méthode des traces de fissions à l'étude des Alpes franco-italiennes : relations tectonique-métamorphisme. - Thèse d'état, Université de Paris Sud-Orsay, 233 pages.
- CARPENA J. (1985) - Tectonic interpretation of an inverse gradient of zircon fission-track ages with respect to altitude : alpine thermal history of the Gran paradiso basement. - Contrib. Mineral. Petrol., n° 90, p. 74-82.
- CARPENA J. et CABY R. (1983) - Mise en évidence par la méthode des traces de fission de l'âge éocène de zones ultramylonitiques dans le socle du Grand Paradis (Alpes occidentales). - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 297, p. 289-292.
- CARPENA J. et CABY R. (1984) - Fission-track evidence for late Triassic crust in the french occidental Alps. - Geology, t. 12, p. 108-111.

- CARPENA J. et MAILHE D. (1984) - Plis en fourreau hectométriques au coeur de l'orthogneiss du Grand Paradis (Alpes occidentales italiennes) ? - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 298, p. 415-418.
- CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D. et VUAGNAT M. (1964) - Nouvelles déterminations d'âges "plomb total" sur des zircons alpins. - Schweiz Min. Petr. Mitt., t. 44, p. 43-60.
- CHOPIN C. (1978) - Les paragénèses réduites et oxydées des concentrations manganésifères des Schistes lustrés de haute-Maurienne (Alpes françaises). - Bull. Minéral., p. 514-531.
- CHOPIN C. (1979) - De la Vanoise au Grand Paradis. Une approche pétrographique et radio-chronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression. - Thèse de 3ème cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 145 pages.
- CHOPIN C. (1981) - Mise en évidence d'une discontinuité du métamorphisme alpin entre le massif du Grand Paradis et sa couverture allochtone (Alpes occidentales françaises). - Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XXIII, p. 297-301.
- CHOPIN C. (1985) - Les relations de phase dans les métapelites de haute pression. Approche expérimentale et naturaliste, conséquences géodynamiques pour les Alpes occidentales. - Thèse d'état Université, P. et M. Curie, Paris 6.
- CHOPIN C. et MALUSKI H. (1978) - Résultats préliminaires obtenus par la méthode de datation Ar 39 - Ar 40 sur des minéraux alpins du massif du Grand Paradis et de son enveloppe. - Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XX, n° 5, p. 745-749.
- CHOPIN C. et MALUSKI H. (1980) - 40 Ar-39 Ar dating of high pressure metamorphism micas from the Grand Paradiso area (Western Alps) : Evidence against the blocking temperature concept. - Contrib. Mineral. Petrol., t. 74, p. 109-122.
- CHOPIN C. et MONIE P. (1984) - A unique magnésiochloritoid-bearing high-pressure from the Monte Rosa, Western Alps : petrologic and 40 Ar - 39 Ar radiometric study. - Contrib. Mineral. Petrol., t. 87, p. 388-749.
- COBBOLD P. et QUINQUIS H. (1980) - Development of sheath folds in shear regimes. - J. Struct. Geol., vol. 2, n° 1/2, p. 119-126.
- COMPAGNONI R., ELTER G. et LOMBARDO B. (1974) - Eterogeneita stratigrafia del complesso degli "gneiss minuti" nel massiccia cristallino del Gran Paradiso. - Mem. Soc. Géol. Ital., t. 13, n° 1, p. 227-239.
- CORTESOGNO L. et HACCARD D. (1979) - Présentation des principales unités constitutives de la zone de Sestri-Voltaggio et de leurs relations structurales. - Bull. Soc. Géol. Fr., t. 21, p. 379-388.
- DAL PIAZ G.V. (1974) - Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpine-apenninique. - Boll. Soc. Géol. It., t. 93, p. 437-468.
- DAL PIAZ G.V., DI BATTISTINI G., KIENAST J.R. et VENTURELLI (1979) - Mananganiferous quartzitic schists of the piemonte ophiolite nappe in the Valsesia-Valtournanche area (Italian western Alps). - Mem. Ist. Geol. Min. Padova, vol. XXXII, 22 pages.
- DAL PIAZ G.V. et LOMBARDO B. (1985) - Review of radiometric dating in the western Italian Alps. - Rend. Della Soc. Ital. di Min. e Pet., vol. 40, p. 125-138.
- DAMBRINE P. et LANGANEY C. (1977) - Minéralisation du massif de la Vanoise. Relation des filons avec la structure et le métamorphisme. - Trav. Sci. Parc nation. Vanoise, t. VIII, p. 9-28.
- DEBELMAS J. (1955) - Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Val-louise et Guillestre (Hautes-Alpes). - Mém. Serv. Carte Géol. de Fr., 171 pages.
- DEBELMAS J. (1975) - Les Alpes et la théorie des plaques. - Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., (2), vol. XVII, Fasc. 3, p. 195-208.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1957) - Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et la Varaita (Alpes cottiennes, Italie). - C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 38-40.
- DEBELMAS J. et KERKHOVE C. (1980) - Les Alpes franco-italiennes. - Géol. Alpine, t. 56, p. 21-58.
- DECANDIA F.A. et ELTER P. (1972) - La "zona" ofiolitica del Bracco nel settore compreso fra Levante e la Val Gravena (Apennino ligure). - 66e congresso della Società Geologica italiana, p. 37-64.

- DE GRACIANSKY P.C. et MERCIER D. (1976) - Séquences sédimentaires dans le "Dogger" briançonnais et ouverture téthysienne. - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 283, p. 475-478.
- DE GRACIANSKY P.C., BOURBON M., DE CHARPAL O., CHENET P.Y. et LEMOINE M. (1979) - Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'océan atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. - Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XXI, n° 5, p. 663-674.
- DE GRACIANSKY P.C. et LEMOINE M. (1980) - Paléomarge de la Téthys dans les Alpes occidentales : du massif central français aux ophiolites liguro-piémontaises. - (Excursion 27 du 26e Congrès Géologique International), Géol. Alpine, t. 56, p. 119-147.
- DE GRACIANSKY P.C., BROSSE E., DEROO G., HERBIN J.P., MONTADERT L., MULLER L., SIGAL J. et SCHAAF A. (1982) - Les formations d'âge crétacé de l'Atlantique nord et leur matière organique. Paléogéographie et milieux de dépôt. - Rev. Inst. Fr. Pétrol., vol. 37, n° 3, p. 275-335.
- DELALOYE M. et BOCQUET J. (1976) - K-Ar radiometric age determinations of white micas from the piemonte zone french-italian western Alps. - Contrib. Mineral. Petrol., t. 57, p. 297-303.
- DE LEPINAY B. (1981) - Etude géologique de la région des Gêts et de Samoens (haute Savoie). Les rapports entre les Préalpes du Chablais (nappe de la Brèche et nappe des Gêts) et les unités delphino-helvétiques. - Thèse 3ème cycle, Université P. et M. Curie, Paris 6, 217 pages.
- DE MORTILLET G. (1858) - Géologie et minéralogie de la Savoie. - Ann. Ch. royale d'agriculture et de commerce de Savoie, Chambéry, t. 4, 485 pages.
- DESMONS J. (1977) - Mineralogical and petrological investigations of alpine metamorphism in the internal french western Alps. - Am. J. Sci., t. 277, p. 1045-1066.
- DEVILLE E. (1986a) - Le cadre structural de l'unité de la Grande Motte (Massif de la Vanoise, Alpes de Savoie). Conséquences paléogéographiques. - 11e R.S.T., Clermont Fd., Soc. Géol. Fr. édit. Paris, p. 52.
- DEVILLE E. (1986b) - Données nouvelles sur le cadre stratigraphique et structural de l'unité de la Grande Motte (massif de la Vanoise, Alpes de Savoie). Conséquences paléogéographiques. - Géol. Alpine, t. 62, p. 51-61.
- DEVILLE E. (1986c) - La klippe de la Pointe du Grand Vallon (Vanoise-Alpes occidentales) : un lambeau de métasédiments à foraminifères du Maastrichtien supérieur couronnant les nappes de "Schistes lustrés". - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 303, p. 1221-1226.
- DEVILLE E., FUDRAL S. et MARTHALER M. (1986) - Les formations détritiques du Crétacé supérieur dans les unités de "Schistes lustrés" des Alpes franco-italiennes nord-occidentales. - Colloque de l'A.G.S.E. sur le détritisme du Sud-Est de la France.
- DETREZ G. (1984) - Etude géologique du bord interne de la zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Peclet-Polset (Alpes de Savoie). - Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble, 161 pages.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORSHCHIKOV I.M., BOULIN J., SOROKHTIN O., LEPVRIER J., BIJU-DUVAL B., SIBUET J. C., SAVOSTIN A., WESTPHAL M. et LAUER J.P. (1985) - Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'actuel. - Bull. Soc. Géol. Fr., (8), t. I, n° 5, p. 637-652.
- DE WEVER P. et CABY R. (1981) - Datation de la base des Schistes lustrés post-ophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien supérieur-Kimméridgien moyen) dans les Alpes cottiennes (Saint-Véran, France). - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 292, p. 467-472.
- DONDEY H. (1986) - Etude géologique des unités de Vanoise méridionale de Pralognan à Aussois (Alpes de Savoie). - Thèse d'Université, Grenoble, 235 pages.
- DUMONT T. (1983) - Le chaînon de Rochebrune au Sud-Est de Briançon : évolution paléogéographique et structurale d'un secteur de la zone piémontaise des Alpes occidentales. - Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble, 246 pages.
- DUMONT T., LEMOINE P. et TRICART P. (1984) - Tectonique synsédimentaire triasico-jurassique et rifting téthysien dans l'unité prépiémontaise de Rochebrune au Sud-Est de Briançon. - Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XXVI, n° 5, p. 921-933.
- DURANT-DELGA M., RIEUF M. et VANOSSI M. (1981) - Considérations sur la marge continentale européenne des Alpes ligures à la Corse (Briançonnais interne et Prépiémontais). - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 292, p. 83-90.

- ELLENBERGER F. (1958) - Etude géologique du pays de Vanoise. - Mém. Serv. Carte Géol. de Fr., 561 pages.
- ELLENBERGER F. (1960) - Sur une paragenèse à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en haute-Maurienne (Savoie). - Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. II, p. 190-194.
- ELLENBERGER F. (1963) - Trias à faciès Briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. - Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Mém. du B. R. G. M., n° 15, p. 215-231.
- ELLENBERGER F. et GOGUEL J. (1952) - La série mésozoïque de la couverture du massif d'Ambin. - C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 262-264.
- ELLENBERGER F. et LEMOINE M. (1955) - Les faciès prépiémontais et le problème du passage de la zone du Briançonnais aux Schistes lustrés piémontais. - C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 146-148.
- ELLENBERGER F. et SALIOT P. (1967) - Tectonique "pennique" à découvert : le grand pli couché de Vanoise septentrionale et ses structures de détail surimposées. - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 264, p. 1569-1572.
- ELLENBERGER F. et RAOULT J.F. (1979) - Les enseignements géologiques des Rochers de la Loze à Pralognan (Massif de la Vanoise, Savoie). - Trav. Sci. Parc Nation. Vanoise, t. X., p. 37-69.
- ELTER G. (1971) - Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. - Géol. Alpine, p. 147-170.
- ELTER G. (1972) - Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes lustrés. - Mém. Ist. Géol. Univ. Padova, vol. 28, 19 pages.
- ELTER G. (1975) - L'ensemble ligure. - Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XVII, n° 6, p. 984-997.
- ELTER G., ELTER P., STURANI C. et WEIDMANN M. (1966) - Sur la prolongation du domaine de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes, et sur l'origine de la nappe de Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. - Arch. Sc. Genève, t. 19, n° 3, p. 279-378.
- FAURE M. et MALAVIEILLE J. (1980) - Les plis en fourreau du substratum de la nappe des Schistes lustrés de Corse. Signification cinématique. - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 290, p. 1349-1352.
- FERRARA G., INNOCENTI F., RICCI C.A. et SERRI G. (1976) - Ocean floor affinity of basalts from north Apennine ophiolites : geochemical evidence. - Chem. Geol., t. 17, p. 101-111.
- FAVRE J. (1961) - Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). - Mém. B. R. G. M., n° 2, 315 pages.
- FOGELGESANG J.F. (1975) - Sur les Alpes calcaires méridionales : géologie du Monte Baldo septentrional (prov. de Trente-Italie) et aspects géochimiques de la sédimentation pélagique des zones tridentine et lombarde au Jurassique. - Thèse de 3ème cycle, Université P. et M. Curie, Paris 6, 178 pages.
- FOLK et Mc BRIDE (1978) - Radiolarites and their relation to subjacent "oceanic crust" in Liguria, Italy. - Sediment. Petrol., t. 48, p. 1069-1102.
- FRANCHI S. (1898) - Sull' eta mesozoica della zona delle pietre verdi nell Alpi occidentali. - Bull. R. Comit. Geol. d'Italia, t. 29, n° 3-4, 236 pages.
- FRANCHI S. (1910) - Il retico quale zona di transizione fra la dolomia principale ed il Lias a faciès piemontese-calcescisti con pietre verdi, nell'alta Val di Susa. - Boll. R. Com. Geol. Ital. n° 3.
- FUDRAL S., RAMPNOUX J.P. et ROBERT D. (1977) - Les Schistes lustrés à "ophiolites" de haute-Maurienne sont-ils le reflet d'une étape paléo-tectonique des Alpes occidentales ? - C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., 6, p. 330-332.
- FUDRAL S. et DEVILLE E. (1986) - La zone Sésia existe-t-elle ? Nouvelles observations sur les enveloppes métasédimentaires du massif cristallin pré-triasique de Sésia au Nord du Monte Ciucrin (Alpes occidentales-Région de Lanzo-Italie) - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 302, p. 1021-1026.

- FUDRAL S., DEVILLE E., MARTHALER M., RAMPNOUX J.P. et ROBERT D. (1986) - Le domaine piémontais externe dans les Alpes franco-italiennes nord-occidentales. Définition et extension. - 11e R.S.T., Clermont Fd, Soc. Géol. Fr. édit. Paris, p. 71.
- FUDRAL S., DEVILLE E. et MARTHALER M. (1987) - Distinction de trois ensembles d'unités dans les "Schistes lustrés" compris entre la Vanoise et le Val de Suse (Alpes franco-italiennes septentrionales) : aspects lithostratigraphiques, paléogéographiques et géodynamiques. - C. R. Acad. Sc. Paris, sous presse.
- GALBIATI B. (1985) - L'unità del Bracco e il ruolo nella paleogeografia ligure cretacea. - Atti dell'Istituto Geologico della Università di Pavia, vol. XXX, fasc. II, p. 316-335.
- GAY M. (1972) - Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution métamorphique. - Arch. Sc. Genève, vol. 25, fasc. 1, p. 5-100.
- GAY M. (1972) - Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution structurale. - Arch. Sc. Genève, vol. 25, fasc. 2, p. 165-214.
- GIGNOUX M. (1924) - Révision de la feuille Saint-Jean-de-Maurienne au 80 000e (Massif de la Vanoise). - Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. 28, p. 13-18.
- GIGNOUX M. (1929) - Les problèmes géologiques de la région Vanoise-Mont-Pourri. - Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 15, fasc. 1, p. 98-148.
- GILLET P., DAVY P., BALLEVRE M. et CHOUKROUNE P. (1985) - Thermomechanical evolution of a collision zone : the example of the western Alps. - Terra Cognita, vol. 5, n° 4, p. 399-404.
- GIRAUD J.D. (1983) - L'arc andésitique des Alpes occidentales. Pétrologie, volcanologie, signification géodynamique. - Université de Nice, 378 pages + 107 pages annexes.
- GOFFE B. (1975) - Etude structurale et pétrographique du versant occidental du massif de Chassefort (Vanoise méridionale). - Thèse de 3ème cycle, Université de Paris Sud-Orsay, 190 pages.
- GOFFE B. (1982) - Définition du faciès à Fe-Mg carpholite-chloritoïde, un marqueur du métamorphisme de HP-BT dans les métasédiments alumineux - Thèse d'état, Université P. et M. Curie, Paris 6, Pages.
- GOFFE B. (1987) - A carpholite zone in the Western Alps : implications for the reconstitution of the thickening history of the chain. - Terra Cognita 7, p. 94.
- GOFFE B. et VELDE B. (1984) - Contrasted metamorphic evolution in the thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps) : a model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblages. - Earth Planet. Sci. Lett., t. 68, p. 351-360.
- GOGUEL J. (1955) - Tectonique des Schistes lustrés de Bonneval (Savoie) - C. R. Somm. Geol. Fr., p. 309-311.
- GOGUEL J. (1963) - L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. - Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. V, n° 1, p. 20-33.
- GRANJACQUET C., HACCARD D. et LORENZ C. (1972) - Essai de Tableau synthétique des Principaux événements affectant les domaines alpin et apennin à partir du Trias. - C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 158-163.
- GRANJACQUET C. et HACCARD D. (1977) - Position structurale et rôle paléogéographique de l'unité du Bracco au sein du contexte ophiolitique ligure-piémontais - Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XIX, p. 901-908.
- GUILLLOT F. (1987) - Géologie de l'antépermien de Vanoise septentrionale (zone Briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). - Thèse de doctorat, Université de Lille, 280 pages.
- GUILLLOT F., PLOQUIN A., RAOULT J.F. et PERRUCCIO-PARISON M.D. (1986) - Les séries antépermien de Vanoise septentrionale : lithologie et géochimie dans le massif de Bellecôte; arguments pour un âge antéhouiller. - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 303, p. 1141-1146.
- GUITARD G. et SALIOT P. (1971) - Sur les paragenèses à lawsonite et pumpellyite des Alpes de Savoie. - Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., t. 94, p. 507-523.
- HACCARD D. et LEMOINE M. (1970) - Sur la stratigraphie et les analogies des formations sédimentaires associées aux ophiolites dans la zone piémontaise des Alpes ligures (zone de Sestri-Voltaggio et du Montenotte) et des Alpes cottiennes (zone du Gondran, Queyras, Haute-Ubaye). - C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 209.

- HACCARD D. (1979) - Mise au point sur la nappe de Montenotte. - Bull. Soc. Géol. Fr., t. 21, p. 374-375.
- HERMANN F. (1925) - Sur le faisceau de plis en retour de Valsavaranche et les prolongements de l'éventail de Bagne dans les Alpes franco-italiennes - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 180, p. 1515-1517.
- HERMANN F. (1928) - La nappe de la Dent Blanche et les nappes des Schistes lustrés en Maurienne et Tarentaise - Eclogae Geol. Helv., vol. XXI, n° 1, p. 70-72.
- HUNZIKER J.C. (1974) - Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history. - Mém. Ist. Géol. Univ. Padova, t. 31.
- ISLER A. et PANTIC N. (1980) - "Schistes-lustrés" ablagerungen des Tethys. - Eclogae Geol. Helv., vol. 73, n° 3, p. 799-822.
- JAILLARD E. (1984) - Etude géologique des unités briançonnaises de Vanoise occidentale au Sud-Est de Pralognan (Savoie), évolution structurale et sédimentaire. - Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble, 212 pages.
- JAILLARD E. (1985a) - Evolutions sédimentaire et paléotectonique de la zone briançonnaise de Vanoise occidentale (Alpes occidentales françaises). - Géol. Alpine, t. 61, p. 85-113.
- JAILLARD E. (1985b) - La transgression jurassique en Vanoise occidentale (zone briançonnaise, Alpes occidentales françaises). Conséquences paléogéographiques. - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 301, p. 633-636.
- JAILLARD E. (1987) - Géométrie des déformations précoces en Vanoise. - Terra Cognita 7, p. 95.
- JAILLARD E. et DEBELMAS J. (1986) - Nouvelles hypothèses pour l'interprétation stratigraphique et structurale des zones internes de Vanoise dans la région de Val d'Isère (Alpes occidentales françaises) - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 302, p. 35-38.
- JAILLARD E., DONDEY H. et DEBELMAS J. (1986) - Reconstitutions paléogéographiques de la zone briançonnaise de Vanoise (Alpes occidentales) : nouveaux arguments pour une origine intra-brançonnaise de l'unité de la Grande Motte. - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 302, p. 1091-1094.
- JENKYN H.C. et WINTERER E.L. (1982) - Palaeoceanography of mesozoic ribbon radiolarites. - Earth Planet. Sci. Lett., t. 60, p. 351-375.
- KERCKHOVE C. (1969) - La zone du Flysch dans les nappes de l'Embrunnais-Ubaye (Alpes occidentales). - Géol. Alpine, t. 45, p. 5-204.
- KIENAST J.R. (1983) - Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleus) : données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. - Thèse d'état, Université P. et M. Curie, Paris 6, 473 pages.
- KIENAST J.R. et BALLEVRE M. - Les éclogites du massif du Grand Paradis (Alpes occidentales) : histoire réactionnelles et équilibre final. - 11e R.S.T., Clermont Fb., Soc. Géol. Fr. édit. Paris, p. 101.
- KILIAN W. (1905) - Nouvelles observations sur les Alpes occidentales. - Bull. Soc. Géol. Fr., t. 5, p. 859-861.
- KILIAN W. et REVIL J. (1904-1912) - Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. - Mém. Serv. Carte Géol. Fr., Paris.
- LABESSE B. (1981) - Existence d'une lacune importante dans le Crétacé supérieur des Séries ligures de l'Apennin septentrional (Italie). - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 293, p. 997-1002.
- LABESSE B. (1981) - A propos de la paléogéographie du domaine ligure au Crétacé supérieur : le problème de la ride du Bracco (Apennin septentrional, Italie). - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 293, p. 1087-1090.
- LACASSIN R. (1983) - Mise en évidence d'une zone de cisaillement majeure dans la couverture de la nappe du Mont-Rose : étude microstructurale - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 297, p. 613-618.
- LAGABRIELLE Y. (1981) - Les Schistes lustrés à ophiolites du Queyras (Alpes franco-italiennes) : données nouvelles et précisions lithostratigraphiques. - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 292, p. 1405-1408.
- LAGABRIELLE Y. (1982) - Ophiolites et croûte océanique; tectonique et environnement sédimentaire : apport des données océaniques à l'interprétation géologique des séries ophiolitiques du Queyras (Alpes franco-italiennes). - Thèse de 3ème cycle, Université de Bretagne occidentale et centre océanologique de Bretagne, Brest, 198 pages.
- LAGABRIELLE Y. (1987) - Les ophiolites, marqueur de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piémont). Comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie. - Thèse d'état Université de Bretagne occidentale, Brest, 350 pages.
- LAGABRIELLE Y., NERVO R., POLINO R. et DUTTO F. (1982) - Sedimentary cover of some ophiolites of the Cottian Alps. - Ofioliti, t. 7, p. 339-350.
- LAGABRIELLE Y., AUZENDE J.M., CORNEN G., JUTEAU T., LENSCH G., MEVEL C., NICOLAS A., PRICHARD J., RIBEIRO A. et VANNEY J.R. (1982) - Observations par submersible de croûte océanique affleurant sur le banc de Gorringe (SW Portugal) : évidences de processus de démantèlement des gabbros en milieu sous-marin - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 293, p. 827-832.
- LAGABRIELLE Y. et COTTEN J. (1984) - Le matériel détritique ophiolitique des séries océaniques liguro-piémontaises. L'exemple du haut Queyras. Contribution à l'étude des prasinites. - Ofioliti, vol. 9, n° 1, p. 43-66.
- LAGABRIELLE Y., POLINO R., AUZENDE J.M., BLANCHET R., CABY R., FUDRAL S., LEMOINE M., MEVEL C., OHNENSTETTER M., ROBERT D. et TRICART P. (1984) - Les témoins d'une tectonique intraocéanique dans le domaine téthysien : analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires dans la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes. - Ofioliti, t. 9, n° 1, p. 67-88.
- LAGABRIELLE Y., LEMOINE M. et TRICART P. (1985) - Paléotectonique océanique et déformations alpines dans le massif ophiolitique du Pelvas d'Abriès (Alpes occidentales, Queyras, France). - Bull. Soc. Géol. Fr., (8), t. I, n° 4, p. 473-479.
- LANTEAUME M. (1962) - Considérations paléogéographiques sur la patrie supposée des nappes du Flysch à Helminthoïdes des Alpes et des Apennins. - Bull. Soc. Géol. Fr., (7), n° 4, p. 627-643.
- LANTEAUME M., HACCARD D., LABESSE B. et LORENZ C. (1963) - L'origine de la nappe du flysch à Helminthoïdes et la liaison Alpes-Apennins. - in, Livre Mém. Prof. Fallot, Mém. h.-sér. Soc. Géol. Fr., t. II, p. 257-272.
- LANTEAUME M. et ROYANT G. (1983) - Stratigraphie et position structurale de la série briançonnaise du Colle-San-Bernardo (confins liguro-piémontais). - Eclogae Geol. Helv., vol. 76, n° 3, p. 631-642.
- LASSERRE J.L. et LAVERNE C. (1976) - Le volcanisme tholéiitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes) : minéralogie, pétrographie et géochimie. - Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble, 251 pages.
- LAURENT P. et ETCHECOPAR A. (1976) - Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement ouest dans le massif de Dora Maira (Alpes occidentales). - Bull. Soc. Géol. Fr., t. XVIII, n° 6, p. 1387-1393.
- LEBOUCHE-BERNET-ROLLANDE M.C. (1972) - Etude stratigraphique du rhétien du Sud-Est de la France. - Thèse d'état, Université Paris-Sud, Orsay.
- LEFEVRE R. (1968) - La structure et le style tectonique de la bande d'Acceglio en Val Maira (Alpes cottiennes italiennes). - Géol. Alpine, t. 44, p. 139-151.
- LEFEVRE R. (1974) - Un ensemble allochtone ultrabriançonnais disjoint : les nappes à faciès Acceglio. - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 278, p. 1935-1938.
- LEFEVRE R. (1982) - Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes cottiennes méridionales. - Thèse d'état, Université Paris-Sud, Orsay, 435 pages.
- LEFEVRE R. et MICHARD A. (1976) - Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises de la bande d'Acceglio (Alpes franco-italiennes). Une étude structurale et pétrographique dans le faciès des schistes bleus à jadeïte. - Sci Géol. Strasbourg, vol. 29, p. 183-222.
- LE MER O., LAGABRIELLE Y. et POLINO R. (1986) - Une séquence sédimentaire détritique liée aux ophiolites : analyses lithostratigraphiques, texturales et géochimiques dans le massif de la Crête Mouloun (haut Queyras, Alpes sud-occidentales, France) - Géol. Alpine, t. 62, p. 63-86.
- LEMOINE M. (1957) - Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans la haute vallée de l'Ubaye (Basses Alpes). - C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 41.

- LEMOINE M. (1961) - La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. - *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, (2), vol. IV, fasc. 3, p. 163-180.
- LEMOINE M. (1963) - Le problème des relations des Schistes lustrés piémontais avec la zone briançonnaise dans les Alpes cottiennes. - *Geol. Rdsch.*, t. 53, p. 113-131.
- LEMOINE M. (1967) - Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. - *Geol. Rdsch.*, t. 56, n° 1, p. 320-335.
- LEMOINE M. (1971) - Données nouvelles sur la série du Gondran près de Briançon (Alpes cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphiques et paléogéographiques de la zone piémontaise. - *Géol. Alpine*, t. 47, p. 181-201.
- LEMOINE M. (1980) - Serpentinities, gabbros and ophiolites in the piemont-ligurian domain of the western Alps: Possible indicators of oceanic fracture zones and associated serpentinite protusions in the Jurassic-Cretaceous Tethys. - *Arch. Sci. Genève*, t. 33, p. 103-116.
- LEMOINE M. (1984) - La marge occidentale de la Téthys ligure. - in, "Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France", BOILLOT G. coordinateur, Masson éd., 342 pages.
- LEMOINE M. (1985) - Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la téthys ligure. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), t. I, n° 1, p. 126-137.
- LEMOINE M., STEEN D. et VUAGNAT M. (1970) - Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées: observations dans le massif de Chabrière en haute Ubaye (Basses-Alpes, France). - *C. R. Séances Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, N.S.*, t. 5, p. 44-59.
- LEMOINE M., BOURBON M. et TRICART P. (1978) - Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et évolution de la marge européenne de la Téthys: données nouvelles et conséquences. - *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 286, p. 1237-1240.
- LEMOINE M. et TRICART P. (1979) - Une partie des Schistes lustrés et des Ophiolites du Queyras (Alpes occidentales françaises) résultent-ils de sédimentation et d'écroulements au pied d'un escarpement de faille océanique? - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 288, p. 1655-1658.
- LEMOINE M., BOURBON M., DE GRACIANSKY P.C. et LETOLLE R. (1983) - Isotopes du carbone et de l'oxygène de calcaires associés à des ophiolites (Alpes occidentales, Corse, Apennin): indices possibles d'un hydrothermalisme océanique téthysien. - *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys.*, vol. 24, n° 4, p. 305-314.
- LEMOINE M., MARTHALER M., CARON M., SARTORI M., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., DUMONT T., ESCHER A., MASSON H., POLINO R. et TRICART P. (1984) - Découverte de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les Schistes lustrés du Queyras (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 299, p. 727-732.
- LEMOINE M., BOILLOT G. et TRICART P. (1986) - Les fonds océaniques ultramafiques et gabbroïques de la Téthys ligure (Alpes, Corse, Apennin): recherche de modèles. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, p. 851-856.
- LEMOINE M. et TRICART P. (1987) - Les Schistes lustrés piémontais des Alpes occidentales: approche stratigraphique, structurale et sédimentologique. - *Eclogae Geol. Helv.* (à paraître).
- LETOURNEUR J., MONJUVENT G. et GIRAUD A. (1983) - Ecroulement de la Madeleine et lac de Bessans, contribution à l'histoire quaternaire récente de la haute Maurienne (Savoie). - *Trav. Sci. Parc nation. Vanoise*, t. XIII, p. 31-54.
- LOMBARDO B., NERVO R., COMPAGNONI R., MESSIGA B., KIENAST J.R., MEVEL C., FIORA L., PICCARDO G.B. et LANZA R. (1978) - Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del Monviso (Alpi occidentali). - *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, t. 34, n° 2, p. 253-305.
- LOMBARDO B. et POGNANTE U. (1982) - Tectonic implications in the evolution of the western Alps ophiolite metagabbros. - *Ofioliti*, vol. 7, n° 2/3, p. 371-394.
- LORY C. (1860) - Description géologique du Dauphiné. - Paris, 744 pages.
- LORY C. (1866) - Coupes géologiques de la Maurienne et de la Tarentaise. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (2), t. 23, p. 482.

- LOUBAT H. (1968) - Etude pétrographique des ophiolites de la "zone du Versoyen" (Savoie, France et province d'Aoste, Italie). - *Arch. Sci. Genève*, vol. 21, fasc. 3, p. 265-457.
- LUGEONT M. et ARGAND (1905) - Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, 15 mai 1905.
- MALAVIEILLE J. et ETCHECOPAR A. (1981) - Ductile shear deformation of quartzite in an alpine crustal thrust (Ambin massif). - *Tectonophysics*, t. 78, p. 65-71.
- MALAVIEILLE J. (1984) - Modélisation expérimentale des Chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XXVI, n° 1, p. 129-138.
- MALAVIEILLE J., LACASSIN R. et MATTAUER M. (1984) - Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XXVI, n° 5, p. 895-905.
- MARIEZ G., DEVILLE E. et NICOUUD G. (1986) - Hydrogéologie et structures géologiques en Vanoise: exemple du Doron de Termignon (Savoie). - *Trav. sci. Parc nation. Vanoise*, t. XV, p. 31-46.
- MARINI M. et TERRANOVA R. (1979) - Les complexes ophiolitifères des monts Aiona et Penna et leurs rapports avec les séries sédimentaires (Apennin liguro-émilien). - *Ofioliti*, vol. 4, n° 3, p. 427-433.
- MARINI M. et TERRANOVA R. (1980) - I complessi ofiolitiferi dei Aiona e Penna e loro rapporti con le serie sedimentarie (Appennino ligure-emiliano). - *Boll. Soc. Geol. It.*, t. 99, 183-203.
- MARION R. (1984) - Contribution à l'étude géologique de la Vanoise (Alpes occidentales). Le massif de la Grande Sassièrre et la région de Tignes-Val d'Isère. - Thèse de 3ème cycle, Université de Savoie, Chambéry, 172 pages.
- MARTHALER M. (1984) - Géologie des unités penniques entre le Val d'Anniviers et le Val de Tourtemagne (Valais, Suisse). - *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 77, n° 2, p. 395-448.
- MARTHALER M., FUDRAL S., DEVILLE E. et RAMPNOUX J.P. (1986) - Mise en évidence du Crétacé supérieur dans la couverture septentrionale de Dora Maira région de Suse, Italie (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et structurales. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 302, p. 91-96.
- MASCLE G., ARNAUD H., DARDEAU G., DEBELMAS J., DUBOIS P., GIDON M., de Graciansky P.C., KERCKHOVE C. et LEMOINE M. (1986) - Halocinèse précoce sur la marge téthysienne alpine: vers une réinterprétation des zones de gypse des Alpes. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 302, p. 963-968.
- MASSON H. (1972) - Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. - *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 65, n° 1, p. 27-47.
- MATTAUER M. (1981) - Plis en fourreau d'échelle plurikilométrique dans la zone interne des Alpes suisses (couverture nord de la nappe du Mont Rose). - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 293, p. 929-932.
- MATTAUER M. et TAPPONNIER P. (1978) - Tectonique des plaques et tectonique intracontinentale dans les Alpes franco-italiennes. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 287, p. 899-902.
- MATTAUER M., MALAVIEILLE J. et MONIE P. (1987) - Une coupe lithosphérique des Alpes occidentales dans l'hypothèse où Sézia n'est pas d'origine Sud-Alpine. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 304, p. 43-48.
- MAURY P. et RICOUD L.E. (1983) - Le décrochement subbriançonnais: une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes. - *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys.*, vol. 24, Fasc. 1, p. 3-22.
- MEGARD-GALLI J. (1968) - Etude stratigraphique et tectonique du Monte Boulliagna (haut Val d'Acceglio, Italie). - *Géol. Alpine*, t. 44, p. 281-.
- MEGARD-GALLI J. (1972) - Données nouvelles sur le Carnien dans la zone briançonnaise entre Briançon et la vallée du Guil: conséquences tectoniques et paléogéographiques. - *Géol. Alpine*, t. 48, p. 131-142.
- MEGARD-GALLI J. (1974) - Age et caractéristiques sédimentologiques du Trias dolomitique des unités piémontaises externes (zone du Gondran) entre Arc et Ubaye (Alpes occidentales). - *Géol. Alpine*, vol. 54, p. 111-138.
- MEGARD-GALLI J. et CARON J.M. (1972) - Découverte de Carnien fossilifère associé à du gypse en pays piémontais (massif du Gran Roc, Alpes cottiennes septentrionales, Italie). - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 275,

- MERCIER D. (1977) - Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (région de Briançon, hautes-Alpes). Etude stratigraphique et sédimentologique. - Thèse de 3ème cycle, Université P. et M. Curie, Paris 6, 351 pages.
- MEVEL C. (1975) - Les zonations chimiques dans les pillow-lavas spilittiques du Chenaillet et des Gets (Alpes françaises). - *Petrologie*, t. 1, n° 4, p. 319-334.
- MICHARD A. (1959) - Contribution à l'étude géologique de la zone d'Acceglio-Longet dans la haute Varaita (Alpes cottiennes, Italie). - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), n° 1, p. 52-61.
- MICHARD A. (1967) - Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes Cottiennes. - Ed. du C. N. R. S., Paris, 447 pages.
- MICHARD A. (1977) - Charriages et métamorphisme haute pression dans les Alpes cottiennes méridionales : à propos des schistes à jadeïte de la bande d'Acceglio. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. XIX, p. 883-892.
- MICHEL R. (1949) - Micaschistes albitisés dans les Schistes lustrés de la haute Maurienne. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 228, p. 1875-1876.
- MICHEL R. (1953) - Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sésia lanzo (Alpes franco-italiennes). - *Ann. Sci. de la Terre*, Nancy, t. I, n° 3/4, 287 pages.
- MONIE P. (1985) - La méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar appliqué au métamorphisme alpin dans le massif du Mont-Rose (Alpes occidentales). Chronologie détaillée depuis 110 M.a. - *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 78, n° 3, p. 487-516.
- MONVISO (1979) - The Monviso ophiolite complex. - Ophiolites, Proceeding international Ophiolite Symposium, Cyprus Geological Survey department, p. 332-340.
- NAYLOR M.A. (1982) - The Casanova complex of the northern apennines : a melange formed on a distal passive continental margin. - *J. Struct. Geol.*, n° 4, p. 1-18.
- NICOLAS A. (1966) - Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). - Thèse d'état, Université de Nantes.
- NICOLAS A. (1974) - Mise en place des péridotites de Lanzo (Alpes piémontaises). Relations avec tectonique et métamorphisme alpin. Conséquences géodynamiques. - *Bull. Suisse Min. Pétr.*, n° 54, p. 449-470.
- NIEMEYER H. (1979) - Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de Tarentaise entre les massifs de Vanoise et du Grand Paradis. Région de Val d'Isère. Alpes graies. Alpes Franco-italiennes. - Thèse de 3ème cycle, Université P. et M. Curie, Paris 6, 175 pages.
- NOVARESE V. (1893) - Nomenclatura e sistematica delle roccie verdi nelle Alpi occidentali. - *Boll. R. Comit. Geol. It.*, 26, p. 164-181.
- ODIN G.S. et CURRY D. (1981) - L'échelle numérique des temps paléogènes en 1981. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 293, p. 1003-1006.
- OHNENSTETTER M., OHNENSTETTER D., VIDAL P., CORNICHE J., HERMITTE D. et MACE J. (1981) - Cristallisation and age of zircon from Corsican ophiolitic albitites : consequences for oceanic expansion in Jurassic times. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, t. 54, p. 397-408.
- PEARCE J.A. (1980) - Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from tethyan ophiolites. - *Proc. Intern. Ophiolite Symposium*, Cyprus 1979, p. 261-272.
- PEARCE J.A. (1982) - Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. - *Andesites*, Edited by R.S. Thorpe, p. 525-548.
- PEARCE J.A. et CANN J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. - *Earth. Planet. Sci. Letters*, t. 19, p. 290-300.
- PEARCE J.A. et NORRIS M.J. (1979) - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 69, p. 33-47.
- PERUCCIO-PARISON M.D. (1984) - Problèmes pétrochimiques et structuraux en Vanoise septentrionale. - Thèse de 3ème cycle, Université Paris-Sud, Orsay, 358 pages.
- PICCOLI G. (1964) - Sur les phénomènes volcaniques dans le Paléogène du Véronais et du Vicentin. - *Mém. B. R. G. M.*, n° 28, p. 719-726.
- PICHOCKY C., DEVILLE E. et HOFFERT M. (1986) - Mise en évidence d'encroûtements Mn-Fe dans les Schistes lustrés de la Sana (Vanoise orientale) - 11e R.S.T., Clermont Fd, Soc. Géol. Fr. édit. Paris, p. 148.

- PLATT J.P. et LISTER G.S. (1978) - Déformation, métamorphisme et mécanisme d'écoulement dans le massif de la Vanoise, Alpes penniques françaises. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 287, p. 895-898.
- PLATT J.P. et LISTER G.S. (1985) - Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the southern Vanoise massif, French Alps, and their relation to alpine tectonic events. - *J. Struct. Geol.*, vol. 7, n° 1, p. 19-35.
- PLATT J.P. et LISTER G.S. (1985) - Structural evolution of a nappe complex, southern Vanoise massif, French penninic Alps. - *J. Struct. Geol.*, vol. 7, n° 2, p. 145-160.
- POGNANTE U., LOMBARDO B. et VENTURELLI G. (1982) - Petrology and geochemistry of Fe-Ti gabbros and plagiogranites from the western Alps ophiolites. - *Schweiz Min. Petrol. Mitt.*, 62, p. 457-472.
- POLINO R. (1984) - Les séries océaniques du haut val de Susse (Alpes cottiennes) : analyse des couvertures sédimentaires. - *Ophioliti*, t. 9, N° 3 p. 547-554.
- POLINO R. et DAL PIAZ G.V. (1978) - Geologia dell'alta val d'Isère e del bacino del lago Serru (Alpi graie). - *Mém. Sc. Géol. Univ. Padova*, vol. 32, 20 pages.
- POLINO R. et LEMOINE M. (1984) - Détritisme mixte d'origine continentale et océanique dans les sédiments jurassico-crétacés supra-ophiolitiques de la Téthys ligure : la série du Lago Nero (Alpes occidentales franco-italiennes) - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 298, p. 359-364.
- POLINO R., MONTICELLI F. et VACCARO D. (1987) - L'unità piemontese Chaberton-Grand Hoche (Val Susa, Alpi occidentali) : evoluzione litostratigrafica, assetto strutturale e rapporti con i complessi circostanti. - *Mem. Soc. Geol. Ital.*, sous presse.
- RAGUIN E. (1925) - Découverte d'une faune de foraminifères très probablement crétacés dans les calcaires hautement métamorphiques du vallon de Pâquier, près de la Grande motte (Savoie). - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 181, p. 726-728.
- RAGUIN E. (1925) - Nouvelles observations sur la région des Alpes françaises comprises entre Modane et Tignes. Bord de la Vanoise et des Schistes lustrés. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), t. 25, p. 703-727.
- RAGUIN E. (1926) - Sur la présence, au N.E. de la Vanoise, de schistes assimilables à ceux du flysch tertiaire. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 183, p. 891-893.
- RAGUIN E. (1929a) - Subdivisions de la nappe des Schistes lustrés en haute Maurienne. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 189, p. 934-936.
- RAGUIN E. (1929b) - Le faisceau vermiculaire de Zermatt a-t-il son homologue dans la structure géologique de la haute Maurienne ? - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 189, p. 859-860.
- RAGUIN E. (1930) - Haute Tarentaise et haute Maurienne (Alpes de Savoie). - *Mém. Expl. Carte Géol. France*, 107 pages.
- RAGUIN E. et HERMANN F. (1930) - Notice explicative de la carte géologique de Tignes à 1/50 000.
- RAGUIN E. et HERMANN F. (1931) - Notice explicative de la Carte géologique de Lanslebourg à 1/50 000.
- RAMPNOUX J.P. (1963) - Etude géologique de la région située à l'Ouest de Rovereto (Alpes méridionales, province de Trente, Italie). - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. V, p. 782-789.
- RAMPNOUX N. (1987) - Discovery of Helminthoides faunas in "Schistes lustrés" series on the "Grand Argentier" South-Eastern slope, border of Savoy and Italy. - *Terra Cognita* 7, p. 95.
- RAOULT J.F. (1980) - Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone briançonnaise, Alpes françaises). - *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys.*, vol. XXII, fasc. 4-5, p. 303-312.
- RAOULT J.F., LANGLET P. et BROUDOUX B. (1984) - Présence en Vanoise méridionale d'une série de type Acceglio (Briançonnais, Alpes françaises). Implications structurales et paléogéographiques. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 298, p. 535-538.
- ROBERT D. (1979) - Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de l'Arc. Région de Bonneval, Savoie. - Thèse 3ème cycle, Université P. et M. Curie, Paris 6, 181 pages.

- ROYANT G. (1978) - La nappe d'Arnasco-Castelbianco, témoin possible de l'ensemble austro-alpin en Ligurie centrale. - Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XX, n° 1, p. 103-107.
- SAGRI M. (1979) - Upper Cretaceous carbonate turbidites of the Alps and Apennines deposited below the calcite compensation level. - Journ. Sedim. Petr., t. 49, n° 1, p. 23-28.
- SALOT P. (1978) - Le métamorphisme dans les Alpes françaises. - Thèse d'état, Université de Paris-Sud, Orsay, 190 pages.
- SCHAAF A., POLINO R. et LAGABRIELLE Y. (1985) - Nouvelles découvertes de radiolaires d'âge Oxfordien-Kimméridgien inférieur, à la base d'une série supraophiolitique des Schistes lustrés piémontais (Massif de Traversiera, haut Val Maira, Italie) - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 301, p. 1079-1084.
- SCHUMACHER F. (1972) - Etude structurale du haut Val-Grana (Italie). - Thèse 3ème cycle, Université L. Pasteur, Strasbourg, 82 pages.
- SERRI G. (1981) - The petrochemistry of gabbroic complexes : a key for the classification of ophiolites into low Ti and high Ti type. - Earth. Planet. Sci. Lett., t. 52, p. 203-212.
- SHERVAIS J.W. (1982) - Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. - Earth. Planet. Sci. Lett., t. 59, p. 101-118.
- SIDDANS A.W.B. (1984) - L'évolution tectonique d'une partie de la Vanoise-Mont Pourri des Environs de Val d'Isère. - Mém., B. R. G. M., n° 4, p. 3-39.
- TAPPONNIER P. (1977) - Evolution tectonique du système alpin en méditerranée : Poinçonnement et écrasement rigide-plastique. - Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XIX, n° 3, p. 437-460.
- TARDY M. (1966) - Etude géologique de la partie sud du massif du Monte Baldo (Alpes méridionales, province de Verone, Italie). - Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XII, n° 1, p. 78-87.
- TERMIER P. (1891) - Etude sur la constitution géologique du massif de la Vanoise (Alpes de Savoie). - Bull. Serv. Carte géol. Fr., 2, p. 367-513.
- TERMIER P. (1899) - Les nappes de recouvrement du Briançonnais. - Bull. Soc. Géol. Fr., (3), t. XXVII, p. 47-84.
- TERMIER P. (1927a) - Que la série cristallophyllienne de la Vanoise et du Mont Pourri (Alpes de Savoie) est bien d'âge permien ou carbonifère. - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 184, p. 641-645.
- TERMIER P. (1927b) - Sur le problème tectonique de la Vanoise et du Mont Pourri (Alpes de Savoie). - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 184, p. 717-721.
- TERMIER P. (1927c) - Que l'ensemble tectonique Vanoise-Mont-Pourri dans les Alpes de Savoie, n'est pas séparable de la nappe du Briançonnais. - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 185, p. 1548-1552.
- TREUIL M. et JORON J.L. (1975) - Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la dorsale médio-atlantique. - Rend. Soc. It. Min. Petr., 31, p. 125-174.
- TREVES B. (1983) - Il complesso di Casanova nell'area di Suervo, La Spezia : sedimentologia e provenienza dei clasti. - Ofioliti, t. 8, (1), p. 165-168.
- TREVES B. (1984) - Orogenic belt as accretionary prisms : the example of the Northern Apennines. - Ofioliti, vol. 9, n° 3, p. 577-618.
- TRICART P. (1973) - Les Schistes lustrés du haut-Cristillan. Analyse tectonique d'un secteur externe du domaine piémontais (Alpes cottiennes, France). - Thèse de 3ème cycle, Université L. Pasteur, Strasbourg, 193 pages.
- TRICART P. (1974) - Les Schistes lustrés du haut-Cristillan (Alpes cottiennes, France) : lithostratigraphie, architecture et tectogénèse. - Géol. Alpine, t. 50, p. 131-152.
- TRICART P. (1975) - Les rétrocharriages dans les Alpes franco-italiennes. Evolution des structures sur la transversale Embrunais-Queyras. - Sci. Géol. Bull., t. 28, n° 3, p. 239-259.
- TRICART P. (1980) - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. - Thèse d'état, Université de Strasbourg, 407 pages.

- TRICART P., CARON J. M., GAY M., et VIALON P. (1977) - Relais de schistosités, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales). - Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XIX, n° 4, p. 873-881.
- TRICART P., BOURBON M. et LAGABRIELLE Y. (1982) - Révision de la coupe Péouvou-Roche Noire (zone piémontaise, Alpes franco-italiennes) bréchification synsédimentaire d'un fond océanique ultrabasique. - Géol. Alpine, t. 58, p. 105-113.
- TRICART P. et LEMOINE M. (1983) - Serpentinite oceanic bottom in south Queyras ophiolites (french western Alps) : record of the incipient oceanic opening of the mesozoic ligurian Tethys. - Eclogae Geol. Helv., vol. 76, n° 3, p. 611-629.
- TRICART P. et LEMOINE M. (1986) - Mégaboudinage alpin et fracturation téthysienne dans les Schistes lustrés piémontais à l'Ouest du Mont Viso (Alpes occidentales). - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 302, p. 599-604.
- TRICART P. et LEMOINE M. (1986) - From faulted blocks to megamullions and megaboudins : tethyan heritage in the structure of the western Alps. - Tectonics, vol. 5, n° 1, p. 95-118.
- TRUMPY R. (1960) - Paleotectonic evolution of the central and western Alps. - Bull. Geol. Soc. Am., 71, p. 843-908.
- VANOSMI M. (1980) - Hypothèses sur l'évolution tectogénétique des Alpes ligures. - Rev. Geol. Dyn. et Géogr. Phys., vol. 22, fasc. 1, p. 3-13.
- VIALON P. (1966) - Etude géologique du massif de cristallin Dora Maira (Alpes cottiennes internes, Italie) et de ses abords. - Mem. Trav. Lab. géol. Grenoble, 282 pages.
- VITALLY G. (1980) - Etude géologique de deux manifestations du volcanisme paléogène des Alpes franco-italiennes : les Grès de Taveannaz et les Porphyres de Biella. - Thèse de 3ème cycle, Université de Bretagne occidentale, Brest, 184 pages.
- WINKLER W. et BERNOULLI D. (1986) - Detrital high-pressure/low-temperature minerals in late Turonian flysch sequence of the eastern Alps (western Austria) : implications for early alpine tectonics. - Geology, vol. 14, p. 598-601.
- ZACCAGNA D. (1887) - Sulla geologia delle Alpi occidentali. - Bol. R. Com. Geol. Ital., t. 8, p. 346-417.

TABLE DES MATIERES

&

LISTE DES FIGURES

1. Les cellules du cortex...	1
2. Les cellules du cortex...	2
3. Les cellules du cortex...	3
4. Les cellules du cortex...	4
5. Les cellules du cortex...	5
6. Les cellules du cortex...	6
7. Les cellules du cortex...	7
8. Les cellules du cortex...	8
9. Les cellules du cortex...	9
10. Les cellules du cortex...	10
11. Les cellules du cortex...	11
12. Les cellules du cortex...	12
13. Les cellules du cortex...	13
14. Les cellules du cortex...	14
15. Les cellules du cortex...	15
16. Les cellules du cortex...	16
17. Les cellules du cortex...	17
18. Les cellules du cortex...	18
19. Les cellules du cortex...	19
20. Les cellules du cortex...	20
21. Les cellules du cortex...	21
22. Les cellules du cortex...	22
23. Les cellules du cortex...	23
24. Les cellules du cortex...	24
25. Les cellules du cortex...	25
26. Les cellules du cortex...	26
27. Les cellules du cortex...	27
28. Les cellules du cortex...	28
29. Les cellules du cortex...	29
30. Les cellules du cortex...	30
31. Les cellules du cortex...	31
32. Les cellules du cortex...	32
33. Les cellules du cortex...	33
34. Les cellules du cortex...	34
35. Les cellules du cortex...	35
36. Les cellules du cortex...	36
37. Les cellules du cortex...	37
38. Les cellules du cortex...	38
39. Les cellules du cortex...	39
40. Les cellules du cortex...	40
41. Les cellules du cortex...	41
42. Les cellules du cortex...	42
43. Les cellules du cortex...	43
44. Les cellules du cortex...	44
45. Les cellules du cortex...	45
46. Les cellules du cortex...	46
47. Les cellules du cortex...	47
48. Les cellules du cortex...	48
49. Les cellules du cortex...	49
50. Les cellules du cortex...	50
51. Les cellules du cortex...	51
52. Les cellules du cortex...	52
53. Les cellules du cortex...	53
54. Les cellules du cortex...	54
55. Les cellules du cortex...	55
56. Les cellules du cortex...	56
57. Les cellules du cortex...	57
58. Les cellules du cortex...	58
59. Les cellules du cortex...	59
60. Les cellules du cortex...	60
61. Les cellules du cortex...	61
62. Les cellules du cortex...	62
63. Les cellules du cortex...	63
64. Les cellules du cortex...	64
65. Les cellules du cortex...	65
66. Les cellules du cortex...	66
67. Les cellules du cortex...	67
68. Les cellules du cortex...	68
69. Les cellules du cortex...	69
70. Les cellules du cortex...	70
71. Les cellules du cortex...	71
72. Les cellules du cortex...	72
73. Les cellules du cortex...	73
74. Les cellules du cortex...	74
75. Les cellules du cortex...	75
76. Les cellules du cortex...	76
77. Les cellules du cortex...	77
78. Les cellules du cortex...	78
79. Les cellules du cortex...	79
80. Les cellules du cortex...	80
81. Les cellules du cortex...	81
82. Les cellules du cortex...	82
83. Les cellules du cortex...	83
84. Les cellules du cortex...	84
85. Les cellules du cortex...	85
86. Les cellules du cortex...	86
87. Les cellules du cortex...	87
88. Les cellules du cortex...	88
89. Les cellules du cortex...	89
90. Les cellules du cortex...	90
91. Les cellules du cortex...	91
92. Les cellules du cortex...	92
93. Les cellules du cortex...	93
94. Les cellules du cortex...	94
95. Les cellules du cortex...	95
96. Les cellules du cortex...	96
97. Les cellules du cortex...	97
98. Les cellules du cortex...	98
99. Les cellules du cortex...	99
100. Les cellules du cortex...	100

TABLE DES MATIERES

SOMMAIRE.....	1
1ère PARTIE : INTRODUCTION.....	3
<u>Chapitre I</u> : Cadre géographique.....	5
<u>Chapitre II</u> : Cadre géologique général.....	8
A. Les unités de la marge européenne.....	9
I. Les unités briançonnaises.....	9
a- Les unités briançonnaises externes.....	9
b- Les unités briançonnaises internes.....	12
II. Les unités piémontaises.....	13
a- Les massifs cristallins internes.....	13
b- Les unités de couverture piémontaise.....	13
B. Les unités du paléo-océan thétysien.....	14
C. Le problème des unités dites "prépiémontaises".....	16
D. Les flyschs à Helminthoïdes.....	17
<u>Chapitre III</u> : Historique des connaissances et objectifs de ce travail.....	18
2ème PARTIE : ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET PETROGRAPHIQUE.....	21
<u>Chapitre I</u> : Présentation des différents ensembles.....	23
<u>Chapitre II</u> : Stratigraphie des unités issues de la paléomarge européenne.....	23
A. Stratigraphie des unités briançonnaises internes.....	23
I. Le substratum anté-alpin.....	25
a- Présentation.....	25

b- Les faciès pétrographiques du secteur étudié.....	25
c- Conclusions.....	27
II- La couverture alpine.....	27
a- La série de l'unité des Lombards.....	29
1°/- Présentation.....	29
2°/- Les observations lithostratigraphiques.....	29
2.1. Les coupes du secteur des Rochers de Pierre Brune.....	29
2.2. Les coupes de la base sud-est de la Grande Casse.....	30
3°/- Conclusions sur la série de l'unité des Lombards.....	31
b- Les séries des unités de type Val d'Isère.....	32
1°/- Présentation.....	32
2°/- Les observations stratigraphiques.....	33
2.1. Les quartzites (Trias inférieur).....	33
2.2. Les carbonates de plate-forme (Trias moyen et supérieur).....	33
2.2.1. Le Trias moyen.....	33
2.2.2. Le Trias supérieur.....	37
2.3. Le Lias.....	39
2.4. Les terrains post-liasiques.....	39
2.4.1. Une coupe type des termes post-liasiques des unités de Val d'Isère au Plan des Nettes.....	39
2.4.2. Autres coupes des unités de type Val d'Isère présentant des termes post-liasiques.....	42
2.4.2.1. Les coupes de type Val d'Isère dans le massif de la Roche des Fours.....	42
2.4.2.2. Les coupes du versant est du Rocher de Bellegarde.....	51
2.4.2.3. Les coupes du Vallonbrun et des Pointes du Chatelard.....	52
3°/- Conclusions sur les séries des unités de type Val d'Isère.....	53
c- La série de l'unité de la Grande Motte.....	56
1°/- Présentation.....	56
2°/- Les observations stratigraphiques.....	56
2.1. Les dolomies blondes (Norien).....	56
2.2. Les séquences argilo-carbonatées (Rhétien-Héttangien).....	57
2.3. Les marbres massifs à bélemnites (Sinémurien inférieur?).....	61
2.4. Les calcschistes et les marbres sombres à zones siliceuses (Sinémurien supérieur ?).....	64
2.5. Les marbres sombres et les quartzites (Dogger supérieur).....	66
2.6. Les marbres clairs homogènes (Malm-Crétacé basal p.p.?).....	67
2.7. Les marbres chloriteux et les encroûtements	

minéralisés associés (Crétacé "moyen"-Eocène inférieur).....	69
2.8. Les Schistes de Pralognan (Eocène).....	72
3°/- Caractères stratigraphiques, pétrographiques et signification géodynamique des dépôts volcanogènes de la limite Crétacé-Tertiaire.....	72
3.1. Introduction.....	72
3.2. Position stratigraphique et âge des dépôts..	75
3.3. Aspect, constitution.....	75
3.4. Origine.....	76
3.5. Composition chimique.....	76
3.6. Bilan et signification géodynamique.....	80
4°/- Conclusions sur la série de l'unité de la Grande Motte.....	81
d- Les séries des unités de type Calabourdane.....	82
1°/- Présentation.....	82
2°/- Les observations lithostratigraphiques.....	82
2.1. Le Paléozoïque et le Trias inférieur de la Calabourdane et de la Tête de l'Arollay.....	82
2.2. Les formations carbonatées de la Calabourdane et de la Tête de l'Arollay.....	83
2.2.1. Les brèches à matrice de quartzites et de marbres blancs (Dogger supérieur-Malm).....	83
2.2.2. Les Marbres chloriteux bréchiques (Crétacé supérieur-Eocène inférieur). ..	83
2.2.3. Les schistes noirs pélitiques (Eocène).....	87
3°/- Conclusions sur les séries des unités de type Calabourdane.....	88
e- Les séries des unités de type Les Fours.....	90
1°/- Présentation.....	90
2°/- Les observations stratigraphiques.....	90
2.1. La région des Fours.....	90
2.1.1. Les dolomies claires litées (Norien?)	90
2.1.2. Les marbres sombres massifs et les marbres à zones siliceuses (Lias)....	91
2.1.3. Les marbres clairs bréchiques (Dogger supérieur-Malm).....	91
2.1.4. La mégabrèche à matrice de marbres chloriteux (Crétacé supérieur-Paléocène et Eocène inférieur p.p. ?).....	92
2.1.5. Les Schistes de Pralognan (Eocène)...	94
2.2. Autres séries semblables à celles des Fours en Vanoise orientale.....	94
3°/- Conclusions sur les séries des unités de type Les Fours.....	95
B. Stratigraphie des unités piémontaises.....	97
I. Le substratum anté-alpin.....	97
II. La couverture alpine.....	97
a- La série du faisceau du Prariond.....	98
1°/- Présentation.....	98

2°/- Les observations stratigraphiques.....	98
2.1. Les dolomies grises (Norien).....	98
2.2. Les marbres sombres à zones siliceuses (Lias).....	98
2.3. Les marbres clairs (Malm).....	99
2.4. Les calcschistes et les marbres plaquetés (Crétacé supérieur).....	99
3°/- Conclusions sur la série du faisceau du Prariond.....	101
b- La couverture du massif cristallin interne du Grand Paradis en Vanoise orientale : l'exemple de la série de la Grande Feiche.....	102
1°/- Présentation.....	102
2°/- La coupe de la Grande Feiche.....	103
3°/- Conclusion.....	104
C. Le problème des écaillés attribuables à des séries de marge continentale dispersées au sein des "Schistes lustrés" des unités océaniques : nature et appartenance.....	104
D. Le problème de l'âge et de l'origine des gypses.....	106
E. Conclusions générales de la stratigraphie des unités issues de la paléomarge européenne.....	108
Chapitre III : Stratigraphie des unités océaniques.....	112
A. Présentation générale.....	112
B. Les séries des unités océaniques inférieures.....	113
I. Présentation.....	113
II. Observations lithostratigraphiques.....	115
a- Le substratum océanique : les péridotites serpentinisées de Bonneval-sur-Arc.....	115
b- Les couvertures sédimentaires.....	116
1°/- La couverture sédimentaire de l'unité de la Ratière.....	116
2°/- La couverture sédimentaire de l'unité du Rocher du Château.....	116
3°/- Les métasédiments de l'unité des Roches.....	122
III. Conclusions sur l'étude stratigraphique des unités océaniques inférieures.....	123
a- Principaux caractères et âge des formations des unités océaniques inférieures.....	123
b- Signification géodynamique des séries des unités océaniques inférieures.....	125
C. Les séries des unités océaniques médianes.....	126
I. Présentation.....	126

II. Etude stratigraphique.....	126
a- Les écaillés d'origine océanique trainées des unités océaniques médianes.....	126
b- La série des unités de type Lanslebourg.....	129
1. Les observations lithostratigraphiques.....	129
1.1. Les schistes noirs et marbres sombres basaux.....	129
1.2. Les calcschistes et marbres impurs roux...	131
2. Les données biostratigraphiques.....	133
c- La série des unités de type Méan Martin.....	134
1. Les observations lithostratigraphiques.....	134
1.1. Les schistes noirs et marbres sombres renfermant des matériaux détritiques grossiers ophiolitiques et siliceux.....	134
1.2. Les métasédiments à dominante de calcschistes roux sans matériaux détritiques ophiolitiques.....	139
2. Les données biostratigraphiques.....	140
III. Conclusions sur l'étude stratigraphique des unités océaniques médianes.....	140
a- Principaux caractères et âge des formations des unités océaniques médianes.....	140
b- Signification géodynamique des séries des unités océaniques médianes.....	141
D. Les séries des unités océaniques supérieures.....	143
I. Présentation.....	143
II. Etude stratigraphique.....	143
a- Les observations lithostratigraphiques.....	143
1. La série de l'unité du Grapillon.....	145
2. La série de l'unité du Gény.....	147
b- Les données biostratigraphiques.....	149
III- Conclusions sur l'étude stratigraphique des unités océaniques supérieures.....	150
a- Principaux caractères et âge des séries des unités océaniques supérieures.....	150
b- Signification des séries des unités océaniques supérieures.....	150
E. Les corps ophiolitiques stratiformes des unités océaniques de Vanoise orientale - Nature et signification.....	151
I. Introduction.....	151

II. Position stratigraphique.....	152
III. Constitution.....	152
a- Les niveaux de prasinites.....	152
b- Les corps stratiformes à éléments de gabbros.....	153
IV. Etude géochimique.....	155
a- Matériel analysé.....	155
b- Analyses de référence.....	155
c- Discussion des analyses.....	155
1- Les niveaux de prasinites.....	155
2- Les corps stratiformes à éléments de gabbros...	159
V. Conclusions.....	164
F. Conclusions générales sur la stratigraphie des unités océaniques.....	164
I. Un type commun de séries lithostratigraphiques.....	164
II. Les âges proposés ou attribués aux diverses formations.....	165
III. Essai sur l'évolution tectono-sédimentaire du domaine océanique du Jurassique au Sénonien inférieur....	166
a- Du Jurassique au Crétacé inférieur : naissance et évolution en milieu pélagique du paléo-domaine océanique thétysien.....	166
b- Le Crétacé supérieur : la fermeture du domaine océanique thétysien.....	168
<u>Chapitre IV</u> : Etude stratigraphique des "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon.....	169
A. Présentation.....	169
B. Caractères lithostratigraphiques.....	169
C. Age des "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon : les données biostratigraphiques.....	172
D. Conclusions.....	173
3ème PARTIE : EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE.....	175
<u>Chapitre I</u> : Cadre métamorphique d'ensemble des unités de Vanoise orientale.....	177
A. Introduction.....	177

B. Les paragenèses alpines caractéristiques.....	177
I. Les unités à métamorphisme HP-BT de faciès éclogitique: le massif du Grand Paradis et les unités océaniques inférieures.....	177
II. Les unités à métamorphisme HP-BT de faciès schiste bleu à zoisite : les unités océaniques médianes et le faisceau du Prariond.....	178
III. Les unités à métamorphisme HP-BT de faciès schiste bleu à lawsonite: les unités briançonnaises internes, les unités océaniques supérieures et les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon.....	178
C. Les données chronologiques.....	179
I. Les données radiochronologiques.....	179
II. Confrontation des données radiochronologiques aux données stratigraphiques.....	181
D. Conclusions.....	181
<u>Chapitre II</u> : Etude tectonique.....	183
A. Première lecture cartographique.....	183
B. Etude structurale rétrotectonique.....	183
I. Les déformations communes à l'ensemble des unités de Vanoise orientale.....	183
a- La fracturation récente.....	183
1°/- Les failles tardives à faible rejet.....	188
2°/- Les failles à rejet vertical important.....	188
3°/- Conclusion sur la fracturation récente.....	189
b- Les voissures à grands rayons de courbure.....	189
c- Les chevauchements cisailants tardifs, peu déformés.....	190
1°/- Les mégastructures : description générale de ces chevauchements.....	190
2°/- Aperçu sur les méso- et microstructures associées à ces chevauchements.....	192
3°/- La vergence de ces chevauchements.....	193
4°/- Conclusion sur les chevauchements tardifs, peu déformés.....	193
d- Les déformations plicatives affectant l'édifice de nappes.....	193
1°/- Les plis d'axes nord est-sud ouest.....	194
1.1. Les mégastructures.....	194
1.2. Aperçu sur les méso- et microstructures associées à ces plis.....	194
1.3. Importance régionale.....	194

2°/- Les plis transverses et les plis en "flammes"...	195
2.1. Les mégastructures.....	195
2.1.1. Les directions de déversement apparent des plis transverses.....	196
2.1.2. Les mégastructures encapuchonnées.....	196
2.1.3. Les plis de nappes en "flammes"...	198
2.1.4. Le mégaboudinage est-ouest.....	199
2.2. Aperçu sur les méso- et microstructures associées aux plis transverses et aux plis en "flammes".....	201
2.3. Le problème des directions de transport associées aux plissements transverses....	205
3°/- Conclusions sur les déformations plicatives affectant l'édifice de nappes.....	206
e- L'édifice de nappes de Vanoise orientale.....	206
1°/- Les chevauchements impliquant le Briançonnais.	206
1.1. La racine de l'unité de la Grande Motte..	208
1.2. La surface de charriage des "Schistes lustrés".....	208
1.3. Les chevauchements injectés de matériel briançonnais au sein des "Schistes lustrés".....	209
2°/- Les premières structures décelables liées à la mise en place de nappes de Vanoise orientale..	210
2.1. Dans les unités briançonnaises.....	210
2.1. Dans les "Schistes lustrés".....	212
3°/- Conclusion sur la genèse de l'édifice de nappes de Vanoise orientale.....	212
II. La phase de déformation sénonienne.....	212
a- L'enregistrement sédimentaire d'une déformation sénonienne.....	212
b- Les marques structurales et métamorphiques de déformations compressives sénoniennes.....	213
III. L'enregistrement sédimentaire d'une déformation compressive précoce durant la base du Crétacé supérieur	215
IV. Les déformations distensives liées à l'ouverture océanique et à l'élaboration de la marge européenne.....	215
C. Conclusions de l'étude tectonique.....	216
4ème PARTIE : ESSAI SUR L'ORIGINE PALEOGEOGRAPHIQUE DES UNITES..	219
Chapitre I : La position structurale actuelle des unités et leur origine paléogéographique.....	221
A. Organisation structurale des unités briançonnaises.....	221
B. Organisation structurale des unités de "Schistes lustrés".....	222

I. Le cas des unités piémontaises.....	222
II. Le cas des unités océaniques.....	223
III. Le cas des "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon.....	223
Chapitre II : Confrontation de l'organisation structurale des unités de Vanoise orientale aux données de la stratigraphie; considérations paléogéographiques..	226
Chapitre III : Conclusions.....	227
5ème PARTIE : CONCLUSIONS GENERALES.....	229
Chapitre I : Essai sur l'évolution géodynamique de la région étudiée.....	231
A. L'élaboration de la paléomarge passive européenne et l'ouverture de l'océan téthysien.....	231
I. Le Trias : Distensions préliminaires et établissement d'une plate-forme subsidente.....	231
II. Le Lias-Dogger : le rifting téthysien.....	231
III. Du Callovo-Oxfordien au Crétacé inférieur : l'ouverture et l'évolution océanique.....	234
B. La fermeture de l'océan téthysien et la tectogénèse alpine polyphasée.....	234
I. La base du Crétacé supérieur : le début de la fermeture de l'océan téthysien.....	234
II. Le Sénonien-Paléocène : la collision continentale et ses conséquences sédimentaires.....	235
III. L'Eocène moyen-supérieur: le charriage des "Schistes lustrés" sur le Briançonnais.....	235
IV. De l'Oligigocène à l'actuel : le serrage final et la fracturation tardive.....	236
Chapitre II : Bilan de l'étude.....	236
BIBLIOGRAPHIE.....	237
TABLE DES MATIERES ET LISTE DES FIGURES.....	
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.....	
TABLEAUX D'ANALYSES CHIMIQUES.....	

LISTE DES FIGURES

	Pages
Fig. 1 - Schéma orohydrographique.....	6
Fig. 2 - Schéma structural des Alpes occidentales.....	10
Fig. 3 - Cadre structural de la Vanoise et des régions environnantes.	11
Fig. 4 - Schéma structural et coupe géologique simplifiée des unités issues de la paléomarge européenne en Vanoise orientale.....	24
Fig. 5 - L'enveloppe métasédimentaire des Rochers de Pierre Brune vue depuis la ferme du Mourre de la Bourgeat (vallée de la Rocheure).....	28
Fig. 6 - La coupe du lieu-dit "les Lombards".....	29
Fig. 7 - Quelques exemples des modalités du contact sustratum siliceux permotriasique et werfénien avec les marbres clairs homogènes à la base sud-est de la Grande-Casse	30
Fig. 8 - Colonne lithostratigraphique synthétique de l'unité des Lombards.....	31
Fig. 9 - Colonnes lithostratigraphiques synthétiques du Trias moyen des unités de Val d'Isère.....	34
Fig. 10 - Panorama du Rocher du Charvet depuis le Rocher de Bellegarde	35
Fig. 11 - Panorama du verrou aval du Plan des Nettes depuis le plan de la Gasta.....	40
Fig. 12 - Coupes du verrou aval du Plan des Nettes.....	40
Fig. 13 - Les brèches polygéniques et les encroûtements minéralisés jurassiques du verrou aval du Plan des Nettes.....	43
Fig. 14 - Panorama du versant sud du verrou supérieur du Plan des Nettes depuis le Plan des Nettes.....	44
Fig. 15 - Schéma interprétatif de la genèse des brèches jurassiques du Plan des Nettes.....	46
Fig. 16 - La coupe de la cascade du Manchet.....	48
Fig. 17 - Faciès des brèches à ciment dolomitique de la cascade du Manchet.....	49
Fig. 18 - Coupes des termes post-triasiques des unités de type Val d'	

Isère dans le massif de la Roche des Fours.....	50
Fig. 19 - Les coupes des termes post-triasiques du versant est du Rocher de Belvarde.....	51
Fig. 20 - Les affleurements de la partie aval du Vallonbrun.....	52
Fig. 21 - Les écaillles des Pointes du Chatelard vues du Vallonbrun....	53
Fig. 22 - Les écaillles des Pointes du Chatelard vues de l'arête nord-ouest de la Pointe des Léchours.....	53
Fig. 23 - Colonne lithostratigraphique synthétique des unités de type Val d'Isère.....	54
Fig. 24 - Coupes du Rhétien-Hettangien de l'unité de la Grande Motte en Vanoise orientale.....	58
Fig. 25 - Les coupes de la base sud-est de la Grande Motte aux Côtes de l'Avo Guillermo.....	61
Fig. 26 - Panorama de la Grande Casse et de la Grande Motte depuis les Côtes de la Leisse dessus (rive gauche de la Leisse).....	62
Fig. 27 - Faille synsédimentaire à la base du versant est de la Grande Motte, au Nord des chutes de séracs du glacier de la Grande Motte.....	65
Fig. 28 - Blocs de Réthien-Hettangien fossilifères remaniés à la base stratigraphique des calcschistes et marbres sombres à zones siliceuses de l'unité de la Grande Motte.....	65
Fig. 29 - Les moutonnements glacières à la base des séracs du glacier des Grands Couloirs (versant ouest de la Grande Casse).....	67
Fig. 30 - Coupes des termes liasiques et post-liasiques du Plateau du Turc et des Clochetons de Lanserlia.....	68
Fig. 31 - Quelques coupes dans les dépôts du Crétacé supérieur-Eocène inférieur de l'unité de la Grande Motte.....	70
Fig. 32 - Aspect à l'affleurement des dépôts volcanogènes de l'unité de la Grande Motte.....	73
Fig. 33 - Disposition générale des dépôts volcanogènes de l'unité de la Grande Motte.....	74
Fig. 34 - Diagrammes de discrimination des différents types magmatiques selon leur contexte géodynamique appliqués aux dépôts volcanogènes de l'unité de la Grande Motte.....	78
Fig. 35 - Spectre de terres rares des dépôts volcanogènes de l'unité de la Grande Motte.....	79
Fig. 36 - Colonne lithostratigraphique synthétique de l'unité de la Grande Motte.....	81
Fig. 37 - Coupe de l'antécime ouest du Péalou Blanc.....	84

Fig. 38 - Coupe à hauteur des premiers affleurements dominant les ruines à proximité du pont de la Calabourdane.....	84
Fig. 39 - Coupe des affleurements dominant le Plan des Gouilles au Sud-Est.....	86
Fig. 40 - 2 coupes des escarpements au Nord-Est du Plan inférieur des Fours.....	86
Fig. 41 - Coupe de la Tête de l'Arollay vue de la station supérieure du Téléphérique du Fornet.....	87
Fig. 42 - Colonne lithostratigraphique synthétique des unités de type Calabourdane.....	88
Fig. 43 - Coupes du passage du Trias au Lias à la base ouest de la Pointe de l'Arselle.....	91
Fig. 44 - Coupe du Fond des Fours.....	92
Fig. 45 - Quelques exemples de matériaux détritiques rencontrés dans la mégabrèche des Fours.....	94
Fig. 46 - La coupe du lieu-dit "Pré-Chemin".....	95
Fig. 47 - Colonne lithostratigraphique synthétique des unités de type les Fours.....	95
Fig. 48 - La Crête de Lessières vue de la rive droite du ruisseau de l'Iseran.....	100
Fig. 49 - Versant ouest du point côté 2906 m. de la Crête des lessières.....	101
Fig. 50 - Colonne lithostratigraphique synthétique du faisceau du Prariond.....	102
Fig. 51 - La coupe de la Grande Feiche.....	103
Fig. 52 - Carte structurale simplifiée des unités de "Schistes lustrés" de Vanoise orientale.....	114
Fig. 53 - La couverture sédimentaire des serpentinites de l'unité de la Ratière.....	117
Fig. 54 - La coupe du Clapero au Villaron.....	119
Fig. 55 - Quelques exemples d'alternances de marbres impurs (siliceux et ankériteux) et de calcschistes dans l'unité du Rocher du Château.....	120
Fig. 56 - Le passage des alternances de calcschistes et de marbres impurs aux métaradiolarites de l'unité du Rocher du Château...	120
Fig. 57 - La coupe des Challanches.....	122
Fig. 58 - Successions lithostratigraphiques reconstituées des unités	

océaniques inférieures.....	123
Fig. 59 - Les écaillés d'ophiolites trainées à la base des unités océaniques médianes.....	128
Fig. 60 - La klippe complexe de la Sana vue depuis le versant nord-est de la Grande Motte.....	130
Fig. 61 - Faciès des métasédiments des unités de type Lanslebourg.....	132
Fig. 62 - Coupe de l'arête sud de la Pointe du Charbonnier.....	135
Fig. 63 - Coupe du ruisseau au Nord-Est du chalet des gardes du lac du Grapillon.....	136
Fig. 64 - Les termes de couverture adhérents aux blocs de serpentinites de la base est de la Crête des Lessières.....	138
Fig. 65 - L'arête nord de la Pointe du Charbonnier vue depuis les Côtes de la Leisse dessus.....	139
Fig. 66 - Successions lithostratigraphiques reconstituées des unités océaniques médianes.....	142
Fig. 67 - Les unités océaniques supérieures vues depuis la Croix du Pisset.....	144
Fig. 68 - Coupe géologique simplifiée de la klippe complexe de la Sana	144
Fig. 69 - Le passage des marbres aux métaradiolarites associées à des croûtements manganésifères.....	146
Fig. 70 - Les affleurements du col de la Sana (unité du Gény).....	148
Fig. 71 - Successions lithostratigraphiques reconstituées des unités océaniques supérieures.....	151
Fig. 72 - Quelques exemples de textures observables dans les corps ophiolitiques stratiformes des unités océaniques de Vanoise orientale.....	154
Fig. 73 - Carte de situation des échantillons analysés.....	156
Fig. 74 - Diagrammes rectangulaires de différents oxydes (FeO^* , TiO_2 , SiO_2 , MgO) en fonction du rapport FeO^*/MgO	158
Fig. 75 - Diagrammes ($Ni-Cr$), ($SiO_2 - Al_2O_3 + CaO + K_2O - 10 (MgO + TiO_2)$), ($Ti/Cr - Ni$) et ($Ti-Cr$).....	161
Fig. 76 - Variations des principaux éléments dans certains échantillons analysés.....	162
Fig. 77 - Diagrammes (TiO_2-SiO_2), ($Fe_2O_3^*-Mg$) et ($Fe_2O_3^*-CaO-MgO$).....	163
Fig. 78 - Carte structurale, coupe géologique simplifiée et panorama de la klippe de la Pointe du Grand Vallon et de ses environs	170

Fig. 79 - Quelques exemples de séquences observées dans les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon évoquant des dépôts turbiditiques.....	171
Fig. 80 - Carte de localisation des datations radiochronologiques.....	180
Fig. 81 - Esquisse de l'évolution thermobarométrique alpine des unités de Vanoise orientale.....	182
Fig. 82 - Schéma structural général des unités de Vanoise orientale...	184
Fig. 83 - Coupes interprétatives de la structure d'ensemble de la Vanoise orientale.....	185
Fig. 84 - Diagrammes de dièdres droits appliqués aux failles tardives de Vanoise orientale.....	186
Fig. 85 - Localisation des sites de mesure de fracturation.....	187
Fig. 86 - Les chevauchements cisailants tardifs du secteur du Plan du Lac - Entre deux Eaux.....	191
Fig. 87 - Un exemple de plis locaux orientés nord est-sud ouest au col de la Leisse.....	195
Fig. 88 - Coupe géologique du massif Rocher du Charvet-Rocher de Bel-levarde.....	197
Fig. 89 - Tectonogramme schématique de la structure du massif Rocher du Charvet - Rocher de Bel-levarde.....	197
Fig. 90 - Les plis de la face sud-est de la Grande Casse.....	197
Fig. 91 - Déformation complexe entre "Schistes lustrés" et unités briançonnaises, dans le secteur des Pointes du Chatelard....	199
Fig. 92 - Carte structurale de la terminaison méridionale de la Digtation de l'Iseran.....	200
Fig. 93 - Carte structurale des mégaboudins des Roches Blanches.....	201
Fig. 94 - Stéréogrammes cumulatifs des mesures d'axes de plis de schistosité et de linéations (minérales et/ou d'étirement)..	202
Fig. 95 - Carte de positionnement des sites de mesures microtectoniques et carte des linéations.....	203
Fig. 96 - Microplis complexes montrant des directions de déversement variables.....	205
Fig. 97 - Section normale de pli en fourreau.....	205
Fig. 98 - Carte structurale interprétative du secteur de la Roche des Fours montrant l'enracinement de l'unité de la Grande Motte entre les unités de type Val d'Isère et celles de type Calabourdane et les Fours.....	207
Fig. 99 - Les plis précoces de l'unité de la forêt des Etroits-Pointe	

du Front.....	210
Fig. 100 - Carte structurale et coupes géologiques simplifiées du massif de Pramecou.....	211
Fig. 101 - Carte structurale des environs nord du Villaron.....	314
Fig. 102 - Colonnes stratigraphiques synthétiques des unités de Vanoise orientales.....	225
Fig. 103 - Modèle d'évolution géodynamique des unités de Vanoise orientale au cours de l'histoire alpine.....	232

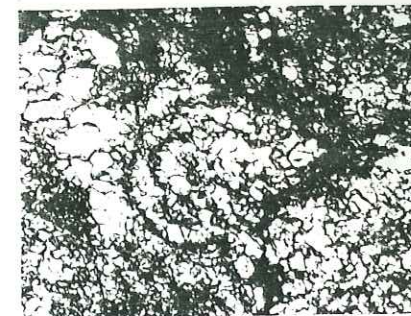
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Planche I

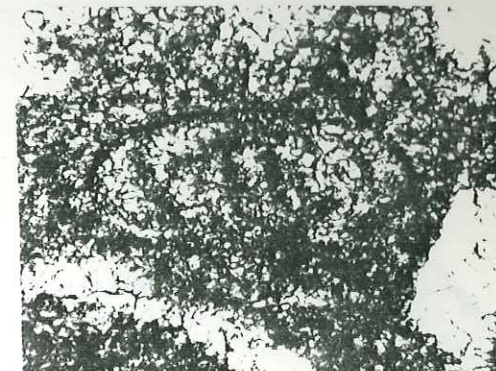
1. *Glomospirella* ? (Trias bréchique de la cascade du Manchet - x150).
2. *Glomospira* ? (Trias dolomitique de la cascade du Manchet - x150).
3. *Glomospirella* ? (blocs de Rhétien-Hettangien remaniés à la base du Lias de l'unité de la Grande Motte - x150).
4. *Glomospira* sp. (ib. - x150).
5. Gastéropode costulé (ib. - x150).
6. *Glomospirella* ? (élément de Rhétien-Hettangien -?- remanié dans les brèches chaotiques du Plan des Nettes - x150).
7. *Trocholina* ? (élément liasique remanié dans les brèches chaotiques du Plan des Nettes - x150).
8. *Trocholina* ou *Involutina* ? (ib. - x150).
9. *Involutina* ? (ib.-x150).
10. *Involutina* ? (ib. - x150).
11. *Planiinvoluta* ? (ib. - X150).
12. *Planiinvoluta* ? (ib. - x150).
13. *Lenticulina* (ib. - x100).
14. Echinoderme (ib. - x100).
15. Micro-gastéropode (ib. - x100).



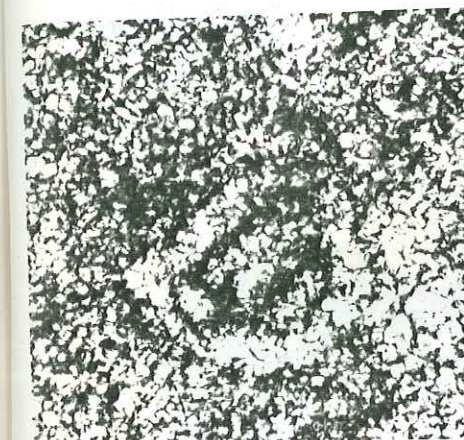
1



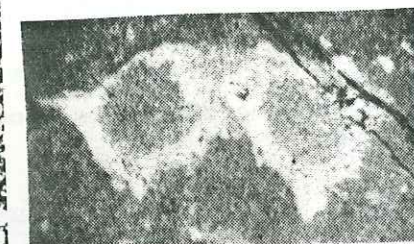
2



3



4



5



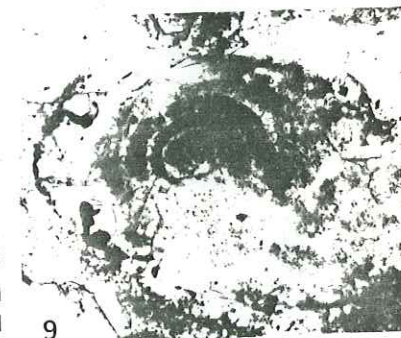
6



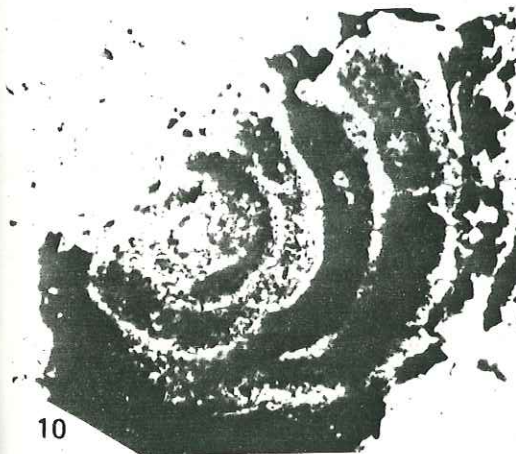
7



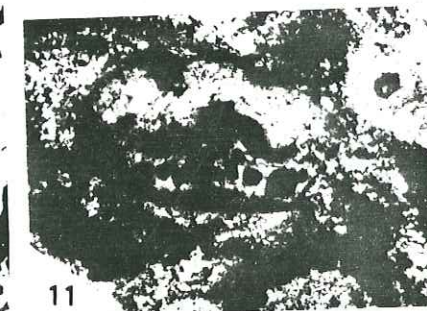
8



9



10



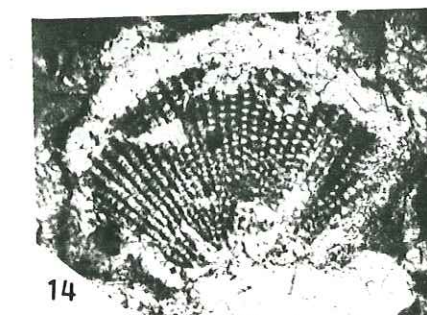
11



12



13



14



15

Planche II

- 1a et 1b. Ammonite (replats dominants le Plan supérieur des Fours à l'Ouest; 1/2).
2. Bélemnite (ib; 1/2).
3. Section d'ammonite brèches du Plan des Nettes (x4).
4. Nodule hématitique au sommet stratigraphique des brèches chaotiques du Plan des Nettes (x20).
5. Piquant d'oursin dans les encroûtements minéralisés jurassiques du Plan des Nettes (x20).
6. Serpules (encroûtements jurassiques du Plan des Nettes; x20).
7. Structures stromatholitiques en colonnettes dans les encroûtements jurassiques du Plan des Nettes (nubéculaires et échinodermes; x20).
8. Nodule minéralisé paléocène (Vallon du Paquier, unité de la Grande Motte).

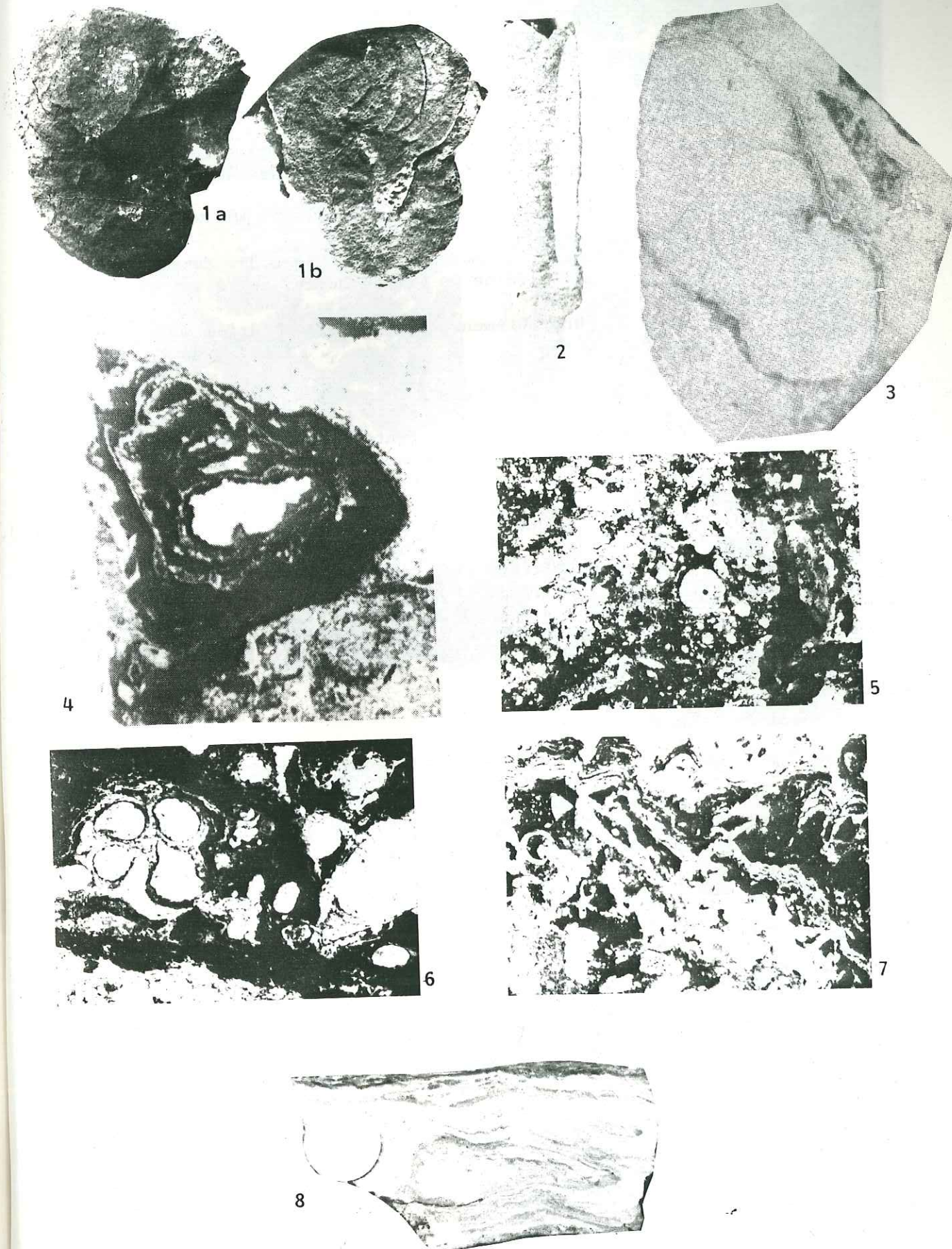


Planche III

1. *Marginotruncana* sp. (encroûtements minéralisés crétacés de l'unité de la Grande Motte à l'Ouest du Col de la Leisse ; 300 μ env.).
- 2 à 4. Foraminifères planctoniques bicarénés (ib. ; 400 μ env.).
5. *Globotruncanita stuarti* (sommet stratigraphique des Marbres chloriteux inférieurs de l'unité de la Grande Motte, au Vallon du Paquier).
6. Formes bicarénées (encroûtements minéralisés inférieurs de la cascade du Manchet).
7. *Globotruncana falsostuarti* (ib. ; 400 μ env.)
8. *Nodosaria* et *Heterohelix* (sommet stratigraphique des Marbres chloriteux inférieurs de l'unité de la Grande Motte, à l'Ouest du Col de la Leisse).
- 9 et 10. Epigénies de foraminifères en amphiboles bleues (Vallon du Paquier).
- 11 à 13. Microfaunes tertiaires (11: cascade du Manchet; 12 : Pointes du Chatelard; 13 : Vallon du Paquier).
14. Gastéropode dans les Schistes de Pralognan des environs du refuge des Fours (unités de type Calabourdane ; 1cm. env.).

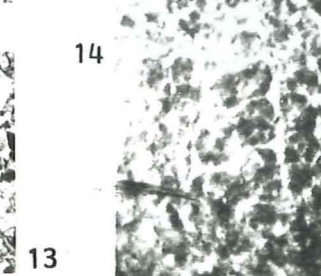
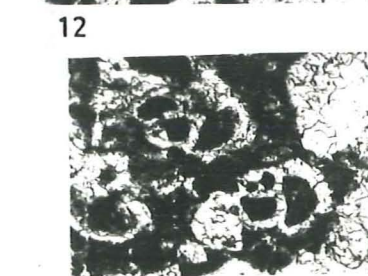
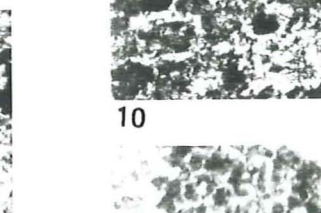
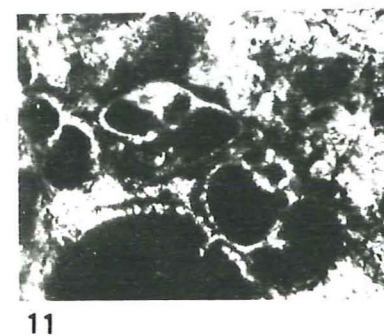
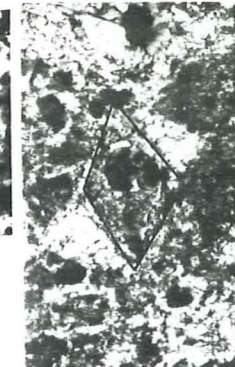
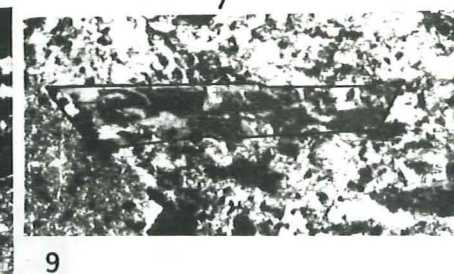
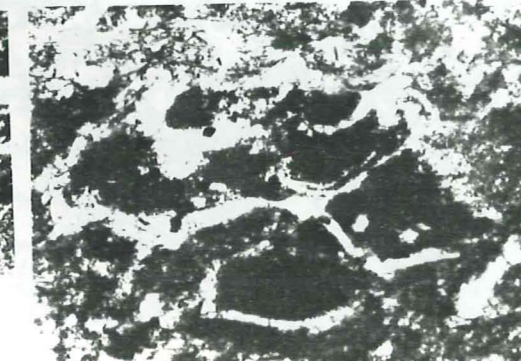
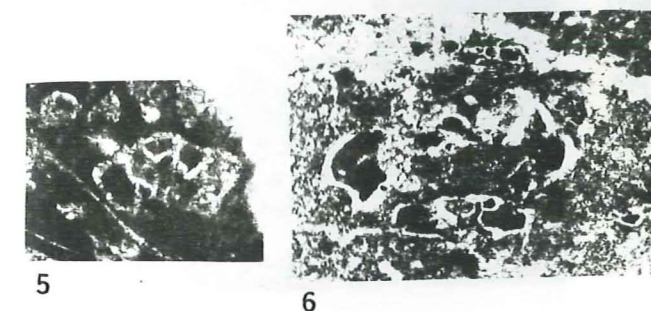
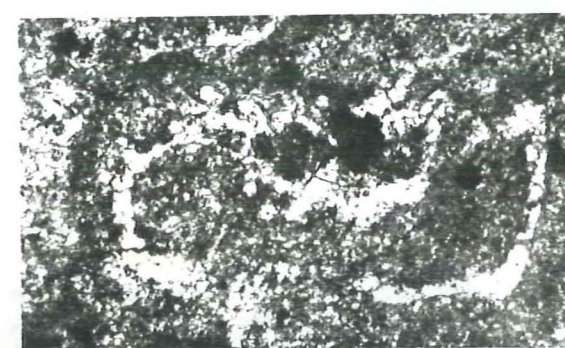


Planche IV

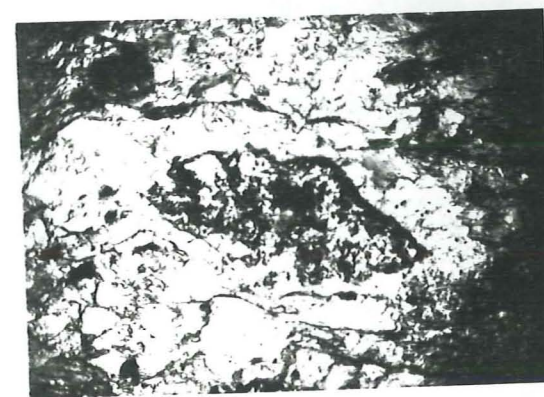
- 1a et 1b. Foraminifère planctonique monocaréné ? (base stratigraphique des calcschistes et marbres impurs de l'unité océanique inférieure du Rocher du Château; a : lumière naturelle; b : image en cathodo-luminescence¹; 250 μ env.).
2. *Rotalipora* ? (base de l'arête nord de la Pointe du Charbonnier, dans l'unité océanique médiane du Charbonnier; 200 μ env.).
3. *Helv. helvetica* (au Nord-Ouest du Col de l'Iseran, dans l'unité océanique médiane de Méan Martin; 200 μ env.).
4. *Rotalipora* ? (calcschistes de l'unité océanique supérieure du Grapillon; 300 μ env.).
5. *Rotalipora* ? (ib. - 250 μ env.).



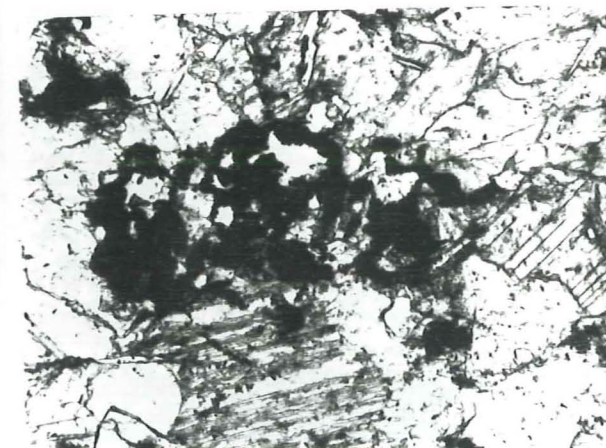
1a



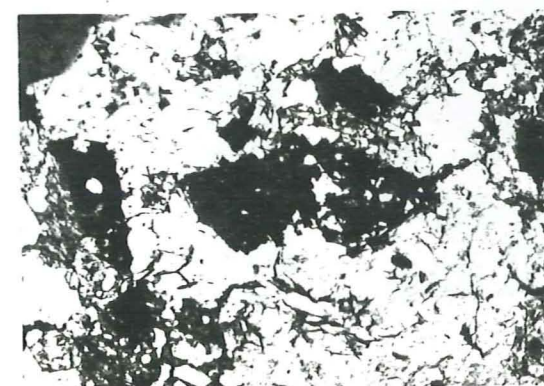
1b



2



3



4

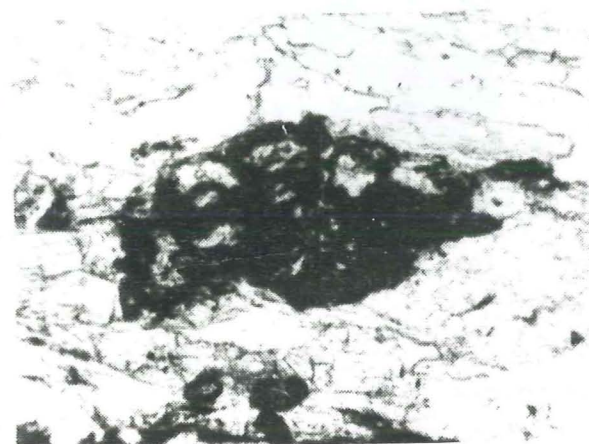


5

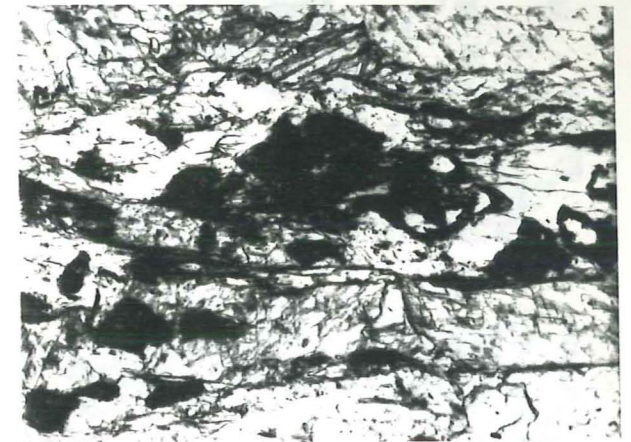
(1) La cathodoluminescence a été effectuée par J.P. Gély au Muséum d'histoire naturelle de Paris

Planche V

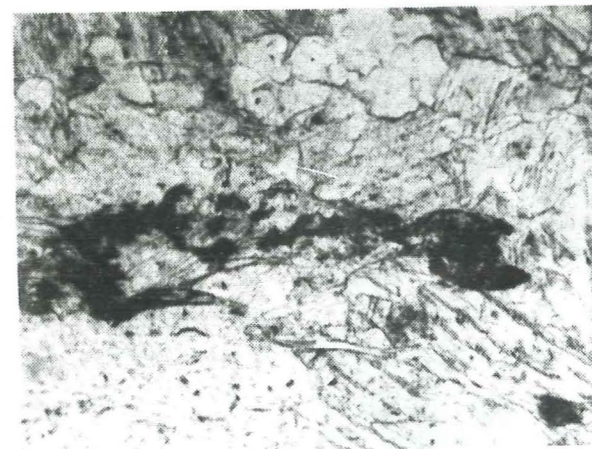
1. Hedbergelle ? (marbres phylliteux massifs de l'unité océanique supérieure du Grapillon - 300 μ env.).
2. *Rotalipora* ? (ib. - 200 μ env.).
- 3 et 4. Morphotypes bicarénés (ib. - 300 μ env.).
- 5 à 7. Sections de radiolaires (Encroûtements manganésifères associés à des métaradiolarites, dans l'unité océanique supérieure du Grapillon).



1



2



3



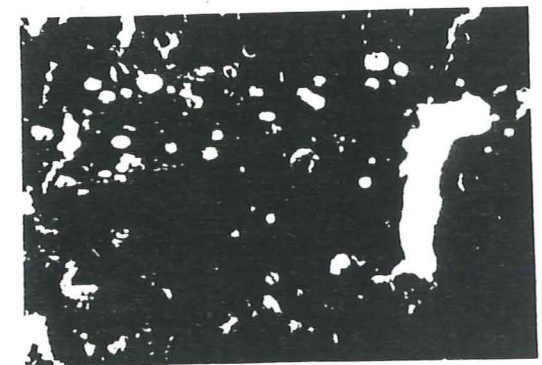
4



5



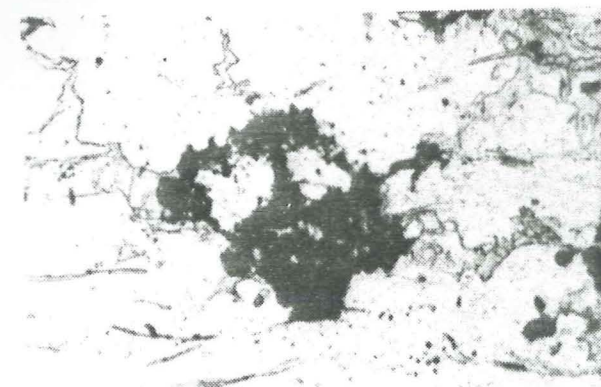
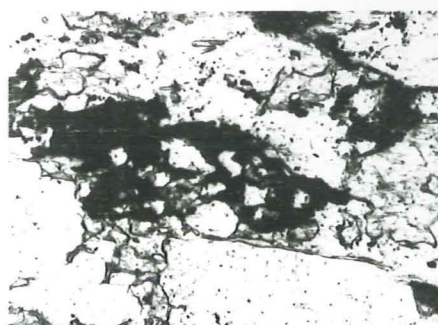
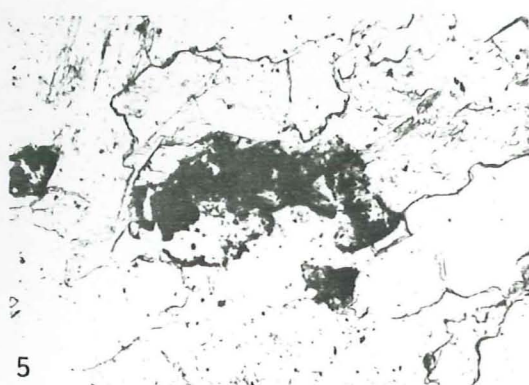
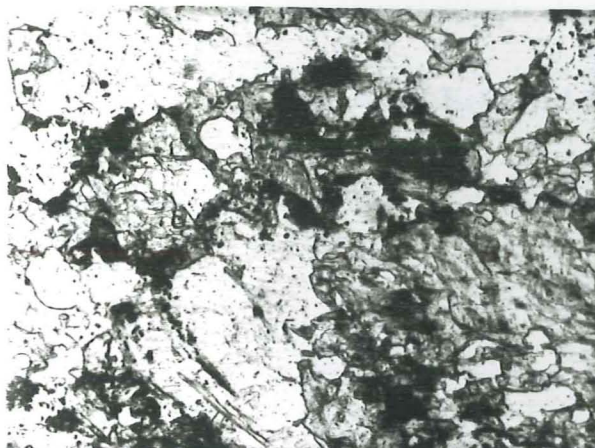
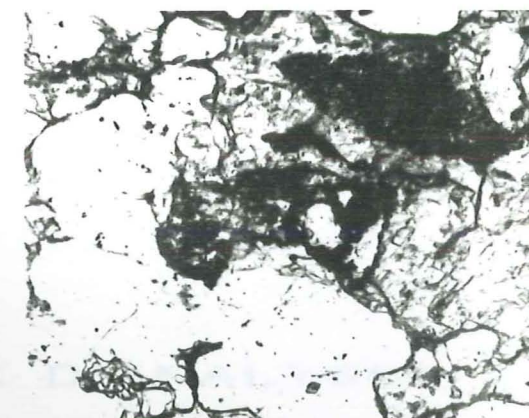
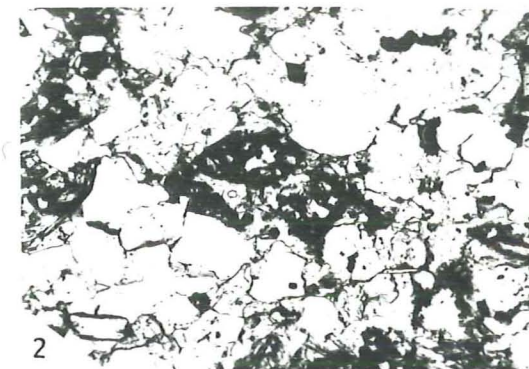
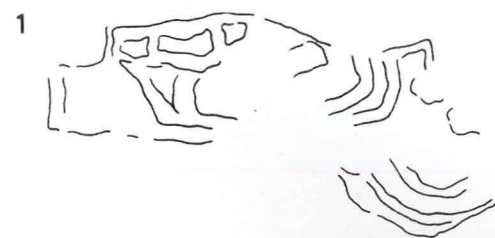
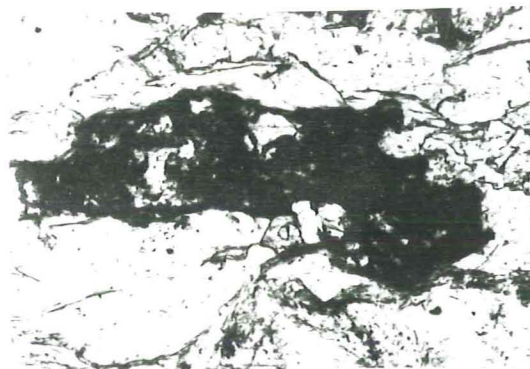
6



7

Planche VI

1. foraminifère planctonique en "boîte plate" à spire relativement peu élevée : *Globotruncana linneiana* ? (ou *Marginotruncana pseudolinneiana*), taille: 600 μ environ (lieu dit "le Clot", dans la klippe de la Pointe du Grand Vallon).
2. Forme monocarénée cf. *Globotruncanita stuarti*, taille: 300 μ environ, (lieu dit "le Clot", klippe de la Pointe du Grand Vallon).
3. Forme monocarénée à spire plan-convexe cf. *Globotruncanita angulata*, taille: 300 μ environ (Crête de Côte Chaude, klippe de la Pointe du grand Vallon).
4. Forme conique haute cf. *Rosita contusa*, taille: 600 μ environ (Crête de Côte Chaude, klippe de la Pointe du Grand Vallon).
5. Forme monocarénée cf. *Gansserina gansseri*, taille: 400 μ environ (Crête de Côte Chaude, klippe de la Pointe du Grand Vallon).
6. Forme conique cf. *Rosita fornicata*, taille: 350 μ environ (Crête de Côte Chaude, klippe de la Pointe du Grand Vallon).
7. Foraminifère planctonique en section équatoriale indéterminable au niveau du genre (Crête de Côte Chaude, klippe de la Pointe du Grand Vallon).



TABLEAUX D'ANALYSES

CHIMIQUES

Tableau d'analyses chimiques n° 1

	482a-1	482a-2	482b	350a	350b	470a	475	475a	302b	501
SiO ₂	4.06	13.70	61.15	15.50	6.60	29.30	33.20	26.82	14.78	35.32
TiO ₂	0.09	0.54	0.06	0.68	0.77	1.40	0.48	0.55	0.55	4.62
Al ₂ O ₃	1.78	5.58	1.06	5.33	3.03	8.00	2.82	2.94	3.84	16.22
Fe ₂ O ₃ *	80.73	13.39	29.64	24.78	38.30	12.92	6.40	17.52	21.36	17.86
Mn ₃ O ₄	0.29	0.15	0.48	0.45	0.48	2.15	0.76	0.76	1.21	0.57
MgO	1.21	3.77	0.39	3.29	2.31	5.38	1.08	1.98	2.25	3.72
CaO	6.35	36.21	2.17	27.81	29.78	21.02	31.20	28.56	28.96	7.08
Na ₂ O	0.19	1.02	0.07	0.41	0.07	0.05	0.03	0.50	0.23	0.27
K ₂ O	0.16	0.77	0.16	0.41	0.04	0.12	0.05	0.15	0.05	4.74
P ₂ O ₅	1.96	17.50	0.70	16.00	15.70	1.90	2.70	12.10	19.24	2.16
P.Feu	3.21	5.71	2.37	2.98	2.59	17.49	21.32	7.64	7.41	7.13
H ₂ O ⁻	0.10	0.03	0.11	0.12	0.09	0.09	0.10	0.14	0.12	0.30
Total	100	98.34	98.25	97.84	99.67	99.73	100.04	99.52	100	100
Sr	44.9	136.	9.	200.	247.	150.	131.	194.	457.0	123.
Ba	57.1	299.	83.	268.	167.	499.	221.	189.	67.0	1578.
V	1679	406.	449.	209.	424.	287.	368.	561.	249.0	449.
Cr	82.2	76.	22.	57.	77.	62.	44.	31.	52.4	112.
Co	294	300.	79.	234.	486.	1282.	270.	576.	597.0	535.
Ni	833	881.	157.	287.	1508.	2228.	542.	1775.	2228.0	1251.
Cu	11.4	44.	24.	42.	51.	204.	488.	229.	33.0	8.1
Zn	91.8	245.	108.	232.	245.	478.	148.	218.	153.0	238.
Sc	3.3								21.5	35.6
Y	35.0								277.0	126.
Zr	84.3								117.0	385.
Li		51.	6.	46.	40.	68.	22.	57.		
Rb		28.	6.	16.	5.	4.	2.	7.		

Encroûtements minéralisés jurassiques du Plan des Nettes:

482a-1 et 482a-2 : encroûtements inférieurs
482b : encroûtements supérieurs

Encroûtements minéralisés crétacés-tertiaires:

350a , 350b , 470a , 475 , 475a et 302b : encroûtements de l'unité de la Grande Motte

501 : encroûtement du Plan des Nettes.

Tableau d'analyses chimiques n°2

n° an. n° échantillons	1 425-1	2 425-2	3 425-3	4 425-4	5 425-5	6 425-6	7 425-7	8 425-8	9 775	10 103	A
SiO ₂	48,4	50,4	48,5	49,8	49,7	49,0	49,7	48,8	36,0	49,47	21,03 (6,60-33,20)
Al ₂ O ₃	14,4	13,3	13,7	14,2	14,2	16,5	15,9	16,6	16,4	3,09	4,33 (2,82- 5,33)
MgO	3,19	2,93	3,07	3,27	3,34	3,79	3,79	3,92	8,04	12,04	2,72 (1,08- 3,29)
CaO	3,7	4,2	4,5	3,5	3,4	0,3	0,3	0,3	3,7	15,09	27,89 (21,02-31,20)
Fe ₂ O ₃	16,8	16,3	16,1	16,9	17,1	18,6	18,9	19,7	21,6	2,17	20,25 (6,40-38,30)
Mn ₃ O ₄	0,385	0,184	0,205	0,172	0,169	0,159	0,159	0,168	0,630	4,60	0,97 (0,45- 2,15)
TiO ₂	3,77	3,29	3,40	3,51	3,60	4,48	4,21	4,31	4,50	4,08	0,74 (0,55- 1,40)
BaO	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	1,68	11,27 (1,90-19,24)
P ₂ O ₅	0,39	0,29	0,34	0,29	0,26	0,32	0,24	0,31	0,83	2,00	0,22 (0,03- 0,50)
Na ₂ O	5,06	0,82	0,84	0,77	0,77	0,96	0,86	0,86	0,09	0,82	0,21 (0,04- 0,41)
K ₂ O	0,05	0,16	0,20	0,14	0,15	0,17	0,15	0,15	0,05	4,79	
P. Feu	4,44	6,77	7,17	6,39	6,36	4,41	4,39	4,43	8,19		
TOTAL	100,57	98,63	98,07	98,99	99,05	98,76	98,56	99,54	100,10	100,00	
Sr	52,4	48,5	44,2	36,9	37,1	21,5	20,3	19,8	29,5	69,8	230 (194- 457)
Ba	14,0	66,3	63,1	56,0	53,5	66,5	63,4	60,0	7,1	1034,0	235 (67- 499)
V	262,0	243,0	242,0	251,0	247,0	355,0	312,0	316,0	429,0	350,0	416 (209- 649)
Ni	316,0	254,0	249,0	268,0	265,0	419,0	344,0	375,0	2133,0	530,0	1445 (387-2228)
Co	221,0	118,0	76,6	80,9	71,8	165,0	66,9	65,1	811,0	459,0	574 (234-1282)
Cr	111,0	57,4	85,0	85,6	79,1	130,0	107,0	115,0	216,0	68,4	54 (31- 77)
Zn	359,0	259,0	289,0	311,0	322,0	338,0	313,0	337,0	779,0	594,0	246 (148- 478)
Cu	33,7	11,1	45,7	56,3	46,9	13,2	20,2	18,7	24,6	1296,0	174 (33- 488)
Sc	39,3	35,8	36,2	38,5	38,1	38,7	39,7	40,7	25,2		
Y	33,5	41,9	39,7	36,3	34,7	42,9	38,3	38,8	52,9		
Zr	277,0	249,0	265,0	300,0	266,0	335,0	307,0	310,0	328,0		
Nb	19,0	21,0	19,0	34,7	34,6	47,8	41,8	39,0	45,8		
La	34,0	35,0	29,0	21,2	21,4	25,9	28,9	23,4	32,9		
Ce	96,0	90,0	69,0	68,9	76,7	93,8	89,6	108,0	163,0		
Eu	4,6	3,6	2,5	1,00	2,3	2,8	4,5	1,9	2,1		
Yb	3,8	5,2	5,2	4,0	4,2	5,7	4,9	5,1	6,5		
Lu	0,2	0,6	0,5	0,1	0,3	0,4	0,2	0,3	0,5		

Tableau des analyses chimiques effectuées dans les dépôts volcanogènes de l'unité de la Grande Motte

1 à 8 : niveaux massifs sans évidences macroscopiques de remaniements d'origine sédimentaire

9 et 10 : niveaux avec des interstratifications carbonatées et ferro-phosphatées

A : moyennes des compositions de 6 analyses effectuées dans les encroûtements minéralisés de l'unité de la Grande Motte.

Tableau d'analyses chimiques n° 3

	109.2	109.3a	109.3b	606	119a	119b
SiO ₂	41.06	44.98	44.94	14.5	81.1	37.7
TiO ₂	0.58	0.07	0.16	0.36	0.24	0.19
Al ₂ O ₃	12.83	3.23	3.59	10.2	1.6	2.1
Fe ₂ O ₃	16.45	1.92	2.39	22.1	3.5	15.1
Mn ₃ O ₄	9.72	41.15	39.65	5.32	0.740	4.72
MgO	1.72	0.37	0.32	6.98	0.37	3.22
CaO	12.0	2.33	1.80	12.5	6.1	13.6
Na ₂ O	1.23	1.19	1.36	0.05	0.11	0.05
K ₂ O	0.73	0.13	0.23	0.05	0.12	0.05
P ₂ O ₅	0.29	0.02	0.24	0.31	0.01	0.20
BaO	0.03		0.02			
SrO	1.23		0.01			
P. Feu	2.12	4.60	5.36	22.00	5.91	18.62
H ₂ O ⁻		1.56	2.46			
Li		19.0				
Rb		3.0				
Sr	>5000	39.0	71.5	306	77.2	167
Ba	171.0	25.0	126.0	1.0	23.2	2.3
V	15.6	28.0	34.8	71.3	22.8	23.4
Cr	40.5	15.0	39.0	50.6	38.6	19.6
Co	64.7	105.0	140.0	59.1	15.2	36.7
Ni	72.6	54.0	28.0	169	12.3	67.2
Cu	281.0	38.0	41.3	43.7	12.4	35.1
Zn	149.0	157.0	201.0	310	28.0	115
Sc	15.9		3.1	12.5	2.2	6.0
Y	56.4		13.3	32.6	14.5	16.2
Zr	135.0		26.2	80.7	299	143

109.2 : métaradiolarite de l'unité océanique supérieure du Grapillon

109.3 a et b : Encroûtements manganésifères de l'unité océanique supérieure du Grapillon

606, 119a et 119b : lits ferrugineux dans les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon

Tableau d'analyses chimiques n° 4

n° échantillons	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	48,70	48,50	49,15	47,50	51,80	44,00	47,50	46,50	49,10	50,10	45,50	50,00	50,40	45,50
TiO ₂	0,76	0,98	1,00	2,25	2,40	1,19	2,12	0,51	1,40	1,51	0,89	0,88	0,35	2,80
Al ₂ O ₃	18,10	16,65	15,55	13,36	11,81	15,95	13,50	17,31	14,53	15,00	18,88	16,34	17,42	13,02
Fe ₂ O ₃	6,77	7,68	7,85	12,60	12,76	13,72	12,65	6,91	9,97	9,26	8,57	8,73	6,02	14,68
MnO	0,16	0,17	0,15	0,20	0,14	0,18	0,12	0,22	0,19	0,15	0,21	0,18	0,13	0,20
MgO	7,73	8,85	9,18	8,05	7,54	9,52	6,96	7,58	7,82	8,93	7,89	7,82	8,90	7,54
CaO	10,33	8,94	9,58	8,20	6,13	5,86	8,06	12,51	9,67	6,52	10,84	7,79	7,88	8,30
Na ₂ O	3,13	3,47	3,26	3,09	3,92	3,29	3,80	2,59	3,55	4,45	2,66	4,29	4,22	3,68
K ₂ O	0,26	0,02	0,08	0,02	0,15	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,04	0,04	0,54	0,10
P ₂ O ₅	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,02	1,20	0,00	0,00	0,05	0,05	0,02	0,00	0,00
P. Feu	3,70	3,64	3,31	3,58	2,50	4,87	3,00	4,50	2,87	3,60	4,60	3,23	4,00	3,30
H ₂ O-	0,08	0,12	0,10	0,14	0,06	0,10	0,02	0,12	0,09	0,05	0,05	0,16	0,09	0,06
TOTAL	99,72	99,04	99,26	98,99	99,21	98,72	98,95	98,77	99,20	99,63	100,18	99,48	99,95	99,18
Cr*	15	25	35	20	15	340	10	25	39	340	29	38	92	19
Ni*	50	55	59	32	25	160	29	52	40	122	52	48	56	56

n° échantillons	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	47,20	48,00	48,50	40,30	50,50	39,60	49,60	48,30	45,65	47,50	43,35	44,10	48,00	49,60
TiO ₂	3,67	1,56	3,56	1,94	2,22	0,66	1,84	1,24	1,85	1,79	1,19	1,02	1,87	2,12
Al ₂ O ₃	14,75	15,60	10,31	18,31	11,14	18,14	17,65	17,60	14,78	16,89	14,84	15,18	15,10	16,10
Fe ₂ O ₃	14,35	10,73	21,65	10,15	12,56	5,33	11,10	7,36	10,01	10,72	7,66	6,99	9,68	8,68
MnO	0,26	0,24	0,30	0,23	0,18	0,11	0,27	0,17	0,17	0,19	0,14	0,13	0,20	0,13
MgO	5,80	6,50	3,14	8,78	6,48	8,31	6,10	8,82	5,56	3,75	5,32	5,91	6,88	6,30
CaO	3,57	5,48	3,65	12,14	8,50	13,19	2,64	6,75	9,60	9,85	13,40	10,92	8,03	7,29
Na ₂ O	3,34	5,49	4,34	1,25	4,15	3,17	1,65	3,89	4,59	4,19	2,52	4,31	4,55	4,60
K ₂ O	0,04	0,02	0,21	0,00	0,09	0,39	2,64	0,48	0,07	0,04	0,59	0,15	0,07	0,61
P ₂ O ₅	0,25	0,15	0,20	0,30	0,00	0,15	0,05	0,15	0,20	0,10	0,10	0,10	0,20	0,30
P. Feu	5,50	6,07	2,88	5,53	3,00	10,30	5,80	4,90	6,70	4,40	10,23	10,24	4,52	2,96
H ₂ O-	0,08	0,01	0,06	0,01	0,11	0,06	0,00	0,09	0,06	0,08	0,10	0,17	0,14	0,26
TOTAL	98,81	99,85	98,75	98,83	99,23	99,26	99,44	99,65	99,19	99,60	99,44	99,19	99,24	98,95
Cr*	10	207	10	296	189	249	268	320	213	179	262	262	216	213
Ni*	13	55	0	126	74	281	139	126	88	74	94	108	97	63

Tableau des analyses chimiques effectuées dans les corps ophiolitiques stratiformes de Vanoise orientale.

- Corps ophiolitiques à éléments de gabbros
 - 1, 2, 3, 9, 11, 12 et 13 : éléments de gabbros
 - 10 : filon basique dans un élément de gabbro
 - 4, 5 et 7 : méta-arénite de gabbros
 - 6, 8 et 14 : méta-sables de gabbros et/ou de basaltes
- Niveaux de prasinites : 15 à 28

* teneurs en p.p.m.

PLANCHES HORS-TEXTE

Planche 1 : Carte géologique de la Vanoise orientale

Planche 2 : Coupes géologiques en Vanoise orientale

Planche 3 : Colonnes stratigraphiques synthétiques des unités de Vanoise orientale

Planche 4 : Localisation des coupes décrites dans le texte

RESUME

Cette étude intéresse les unités de Vanoise orientale situées dans les Alpes occidentales, à la bordure interne du Briançonnais et au front de la nappe complexe des "Schistes lustrés".

A. DU POINT DE VUE STRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE trois ensembles d'unités sont distingués. Ce sont :

1. Des unités issues de l'ancienne marge continentale passive européenne pour lesquelles l'évolution sédimentaire alpine est globalement comparable du Trias jusqu'au Crétacé inférieur; cette évolution est marquée par :

- Un stade pré-rift (Trias) qui se caractérise par une sédimentation de plate-forme subsidente dont les dépôts (quartzites et formations calcaréo-dolomitiques) ne sont préservés des érosions ultérieures que dans les unités de Val d'Isère, de la Grande Motte, des Fours et du Prariond.
- Le stade du rifting téthysien (Lias-Dogger) qui est à l'origine d'importantes érosions jusqu'au Paléozoïque sur des points hauts de la marge (actuelles unités des Lombards, de la Calabourdane et probablement une partie du Grand Paradis) et du dépôt de sédiments liasiques dans plusieurs sillons (actuelles unités de la Grande Motte, des Fours et du Prariond).
- Un stade post-rift (Dogger supérieur-Crétacé basal) correspondant à l'effondrement de la marge menant à la généralisation de la sédimentation pélagique au cours du Malm.

Après une lacune de sédimentation généralisée au Crétacé inférieur, la marge européenne se différencie en deux domaines distincts au début du Crétacé supérieur :

- Le domaine briançonnais (le plus externe) demeure dans une ambiance de sédimentation pélagique jusqu'au début de l'Eocène et enregistre notamment le dépôt de matériaux volcanogènes alcalins vers la limite Crétacé-Tertiaire. Il n'est affecté par les déformations symmétamorphiques qu'au cours de l'Eocène moyen-supérieur.
- Le domaine piémontais (le plus interne) est gagné par une sédimentation calcaréo-détritique (présentant actuellement un faciès "Schistes lustrés") dès la base du Crétacé supérieur et il est affecté par des déformations compressives alpines symmétamorphiques dès le Sénonien.

2. Des unités issues de l'ancien océan téthysien constituées de lambeaux du substratum océanique et de sa couverture sédimentaire.

- Le soubassement océanique, apparu au cours du Callovo-Oxfordien, est généralement formé de serpentinites et plus rarement de gabbros.
- La couverture débute localement par des brèches ophiolitiques provenant du démantèlement du substratum, puis elle comprend des carbonates à débris d'ophiolites (attribuables au Jurassique supérieur-Crétacé basal) et d'épais sédiments calcaréo-détritiques, datés de la base du Crétacé supérieur, dans lesquels s'intercalent des matériaux détritiques grossiers (turbidites, debris-flows et olistolites) d'origine mixte (océanique et continentale).

L'essentiel des unités océaniques est impliqué dans des déformations symmétamorphiques dès le Sénonien.

3. Des unités dont le substratum stratigraphique originel n'est pas connu. Elles sont constituées de métasédiments dérivant de dépôts synorogéniques terrigènes à faciès flysch, dépourvus de matériel détritique ophiolitique, datés du Crétacé terminal ("Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon).

B. DU POINT DE VUE TECTONIQUE divers épisodes de déformations sont distingués. Ce sont :

1. Un événement à la base du Crétacé supérieur interprété comme le début de la fermeture de l'océan téthysien; il n'a été décelé que grâce aux conséquences sédimentaires qui lui sont associées (détritisme mixte océanique et continental).

2. Un événement dans le courant du Sénonien (Campanien?) à l'origine de brèches catastrophiques à la limite interne du domaine briançonnais et du charriage d'unités océaniques sur la bordure du continent européen (domaine piémontais) dans les conditions du métamorphisme HP-BT "éolpin" (daté entre 90 et 65 M.a.). Le détritisme terrigène du Crétacé terminal correspond probablement aux conséquences sédimentaires de cet événement.

3. Une succession d'événements de l'Eocène moyen-supérieur à l'actuel responsables du charriage de la nappe complexe des "Schistes lustrés" (englobant les unités piémontaises, océaniques et de la Pointe du Grand Vallon) sur le Briançonnais, puis de la déformation de l'édifice de nappes en plis de style pennique dans les conditions du métamorphisme HP-BT "alpin s.str. ou lepontin" (daté vers 40-38 M.a.). Enfin, des chevauchements cisailants tardifs, à vergence externe, recoupent l'ensemble avant d'être repris par de vastes vous-sures mio-pliocènes (dômes de l'Arpont et du Grand Paradis) et diverses générations de failles récentes.